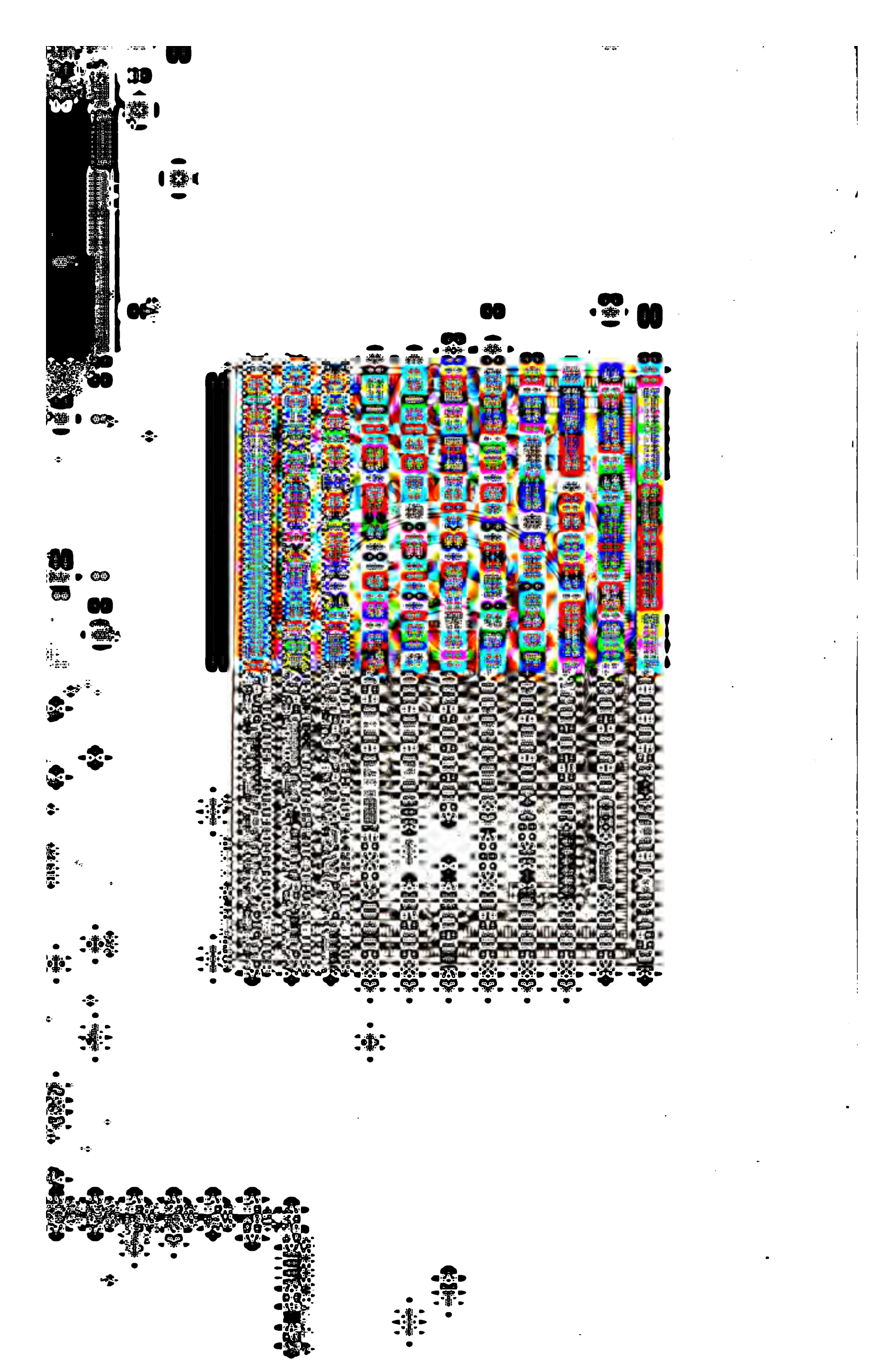
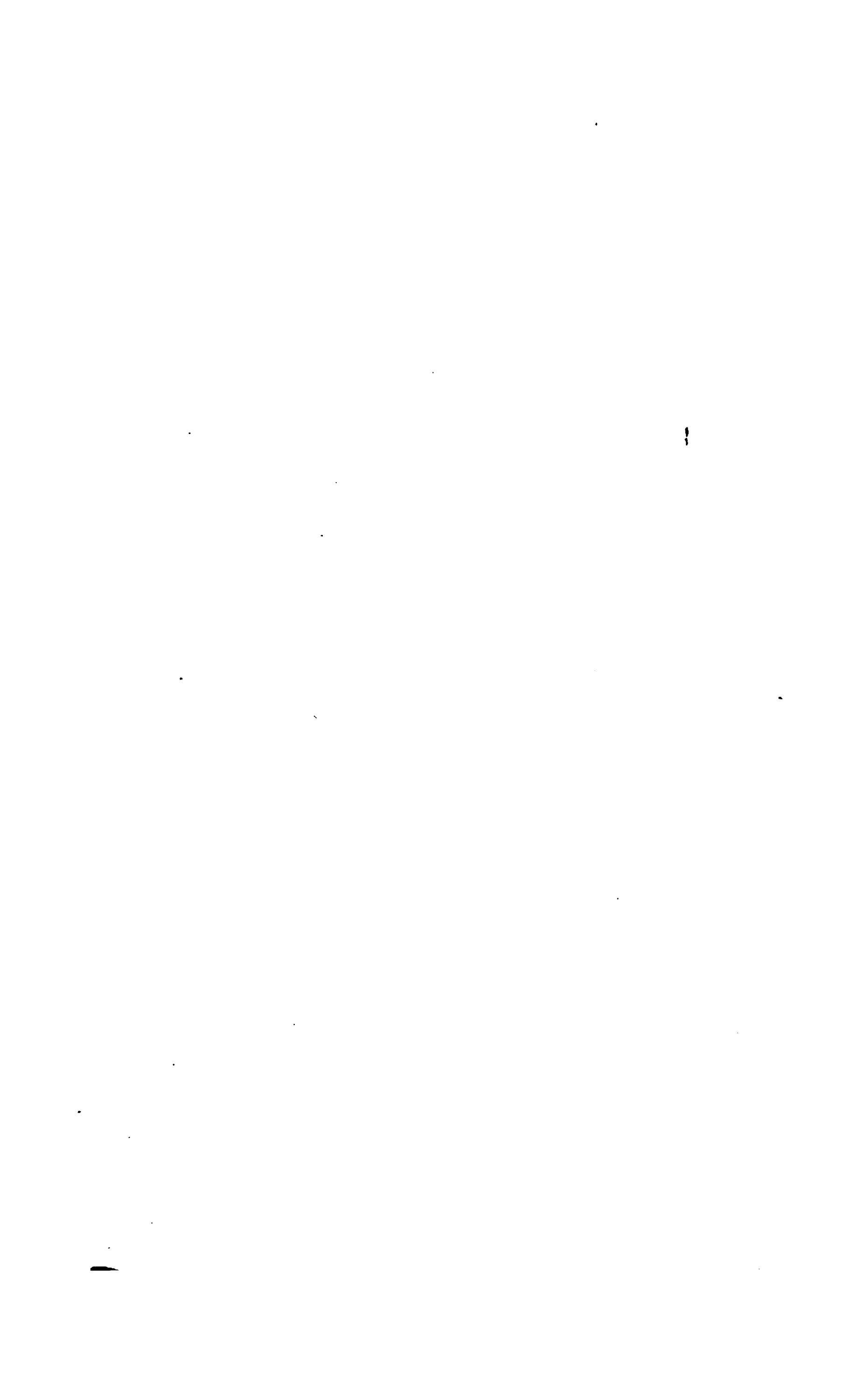




INTERNATIONALE
WISSENSCHAFTLICHE BIBLIOTHEK.
XVII. BAND.

VULKANE UND ERDBEBEN.

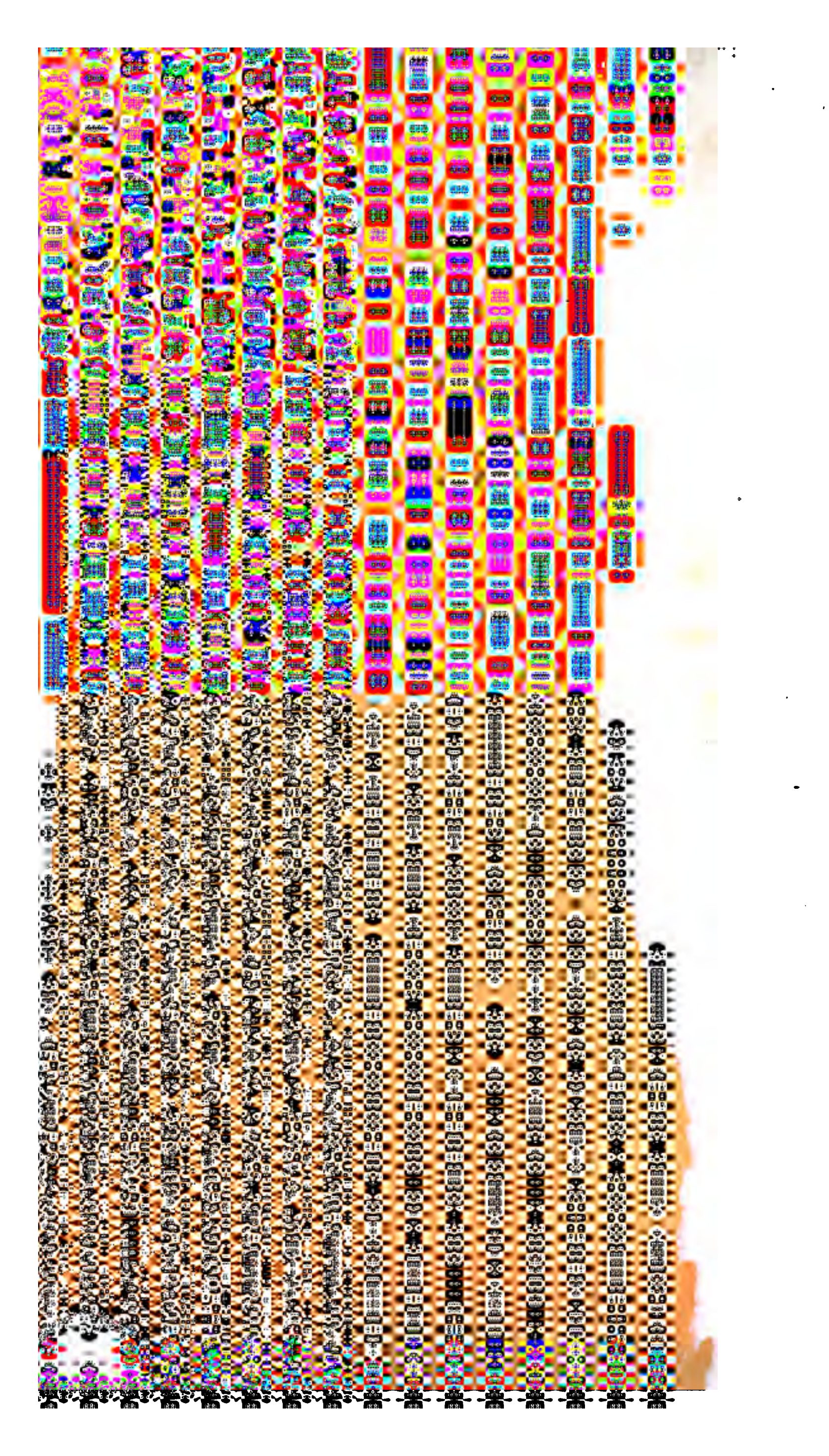
VON

KARL FUCHS,
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT ZU HEIDELBERG.

MIT 36 ABBILDUNGEN IN HOLZSCHNITT UND
EINER LITHOGRAPHIRTEN KARTE.



LEIPZIG:
F. A. BROCKHAUS.
1875.



INTERNATIONALE

WISSENSCHAFTLICHE BIBLIOTHEK.

XVII. Band.

VULKANE UND ERDBEBEN.

VON

KARL FUCHS,

PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT ZU HEIDELBERG.

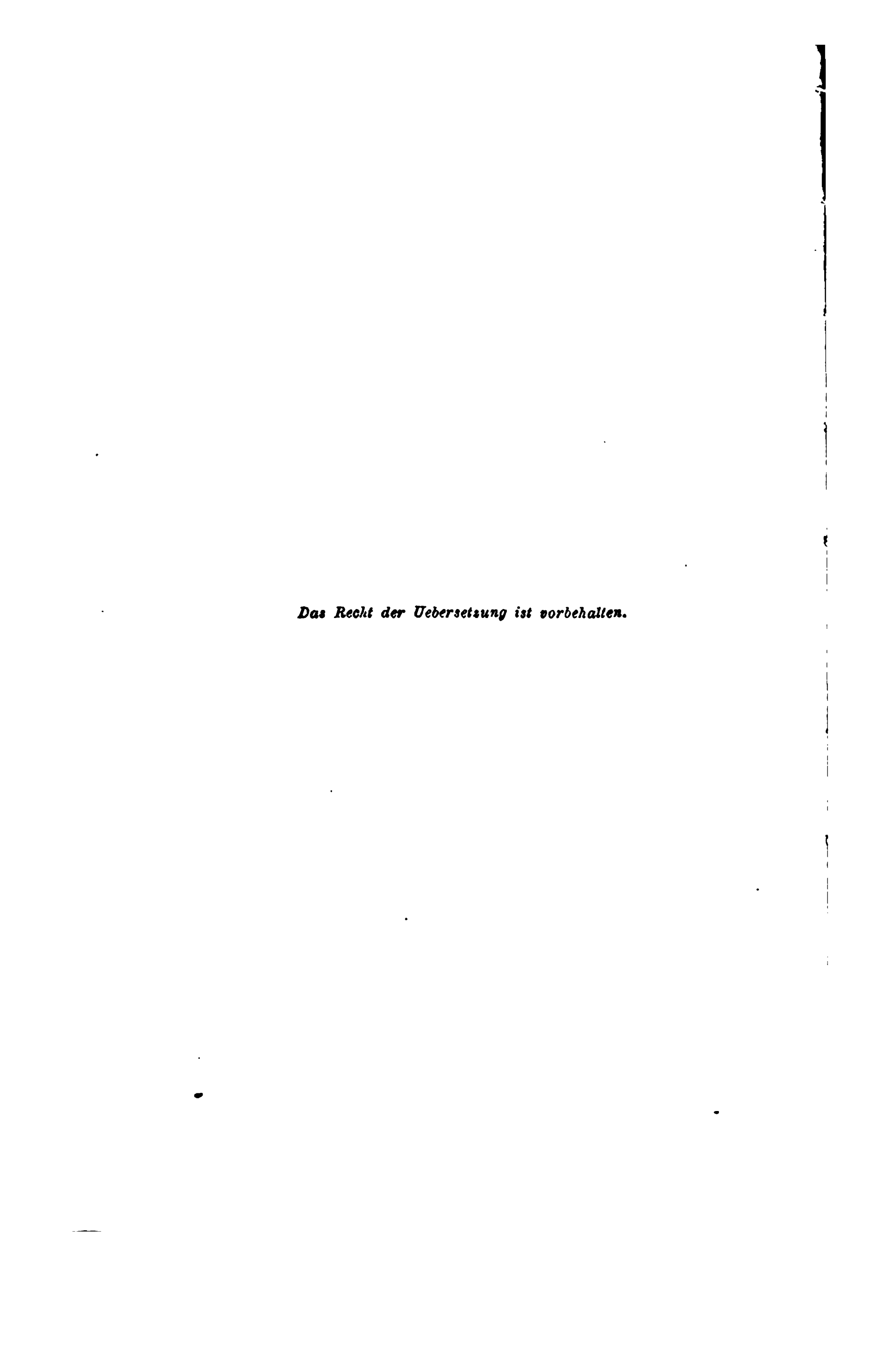
MIT 36 ABBILDUNGEN IN HOLZSCHNITT UND EINER LITHOGRAPHIRTEN KARTE.



LEIPZIG:

F. A. BROCKHAUS.

1875.



VORWORT.

In der Geologie findet sich nicht leicht ein Gegenstand, der so sehr das allgemeine Interesse fesselt, wie die Vulkane und die vulkanischen Erscheinungen. Es bedarf eben keines grossen Nachdenkens und keines besonders geübten Auges, um die Aufmerksamkeit darauf zu lenken. Wo diese Naturerscheinungen ihre Thätigkeit entfalten, da drängen sie sich auch ungesucht auf und greifen tief in das gesammte Naturleben ein.

Wenige wissenschaftliche Stoffe sind aber auch ausserdem so geeignet zu einer auf weite Kreise berechneten Darstellung. Vorträge, welche ich in den letzten Wintern mehrmals (in Nizza, Meran u. s. w.) vor einem Publikum verschiedener Nationalitäten zu halten veranlasst wurde, haben diese Ueberzeugung wesentlich befestigt. Selbst wenn ich in Anschlag bringe, dass unter dem Eindrucke der herrlichen Natur jener Orte die Stimmung einer ernsten Unterhaltung und Belehrung geneigter werden mag, so muss ich doch auch dem Stoffe eine besondere Anziehungskraft zuschreiben.

Diese Erwägungen gaben die erste Anregung zu der Idee, den Gegenstand, dem ich meine Thätigkeit seit so

vielen Jahren gewidmet habe und über den die Ansichten, infolge der mit den neuern Hülfsmitteln errungenen Fortschritte, sich in letzter Zeit in wesentlichen Punkten geändert haben, dem gesammten die Entwickelung der Naturwissenschaften verfolgenden Publikum zugänglich zu machen.

In dem vorliegenden Werke beabsichtigte ich nicht eine Lektüre zu vorübergehender Unterhaltung zu liefern, sondern, ein ernsteres Streben voraussetzend, den ganzen Inhalt dieses Theiles der Geologie mit wissenschaftlicher Schärfe, jedoch in einer allen Gebildeten verständlichen Darstellung wiederzugeben.

Da die Voraussetzung specieller Fachkenntnisse, auch in andern, hier als Hülfswissenschaften dienenden Fächern, vermieden werden musste, so liessen sich nicht alle Theile des Gegenstandes in der ihrer Bedeutung entsprechenden Ausführlichkeit behandeln. Ich glaube selbst bei der petrographischen Beschreibung der Lava und bei der Schilderung der chemischen Vorgänge, welche in dieser Beziehung die grössten Schwierigkeiten machen, nicht über die Grenzen des Zulässigen hinausgegangen zu sein und doch alle wesentlichen Thatsachen, welche zum richtigen Verständniss des Vulkanismus so nothwendig sind, mitgetheilt zu haben.

In allen Fällen wurde aber ein möglichst realistischer Standpunkt festgehalten. Hypothesen wurden nur selten vorgebracht und dann stets sorgfältig die wissenschaftlichen Resultate und die nur auf grösserer oder geringerer Wahrscheinlichkeit beruhenden Hypothesen auseinander gehalten. Gerade die vulkanischen Erscheinungen waren nur allzu lange der Tummelplatz geologischer Hypothesen und besonders die populären Darstellungen boten der Phantasie einen unbeschränkten Spielraum dar.

Die Zahl der Beispiele durfte bei der Schilderung der Vulkane nicht so weit ausgedehnt werden, dass der Leser durch dieselben schon hinreichend mit den Thatsachen bekannt werden könnte, wenn nicht der Gang der Darstellung allzu sehr unterbrochen werden sollte. Es schien mir darum am zweckmässigsten, ganz unabhängig davon, in einem besondern Abschnitt die Naturbeschreibung der Vulkane zu geben. Sie enthält in gedrängter Form wol eine der vollständigsten Zusammenstellungen der Vulkane, mit Berücksichtigung der neuesten Entdeckungen und Ereignisse. Somit ist jedem Leser Gelegenheit geboten, sich, soweit sein Interesse reicht, über die Thatsachen zu unterrichten, oder diesen Abschnitt gelegentlich zum Nachschlagen zu benutzen.

Möge meine Absicht, durch die Form der Darstellung den Gegenstand den weitesten Kreisen der Gebildeten zugänglich zu machen und doch gleichzeitig durch den Inhalt auch den engern Kreisen der Fachgenossen ein brauchbares Werk zu liefern, in diesem Buche erreicht sein!

Nizza, im Frühjahr 1875.

Der Verfasser.

INHALT.

	Seite
Vorwort	V
Einleitung	1
I. Vulkane	6
Bauart und Höhe der Vulkane	6
Form und Gestaltung der Vulkane	15
Verbreitung der Vulkane	33
Zahl der Vulkane	39
Die Thätigkeit der Vulkane	42
Erloschene Vulkane und Solfataren	42
Thätige Vulkane	51
Die Eruptionen	60
Eruption des Vesuv von 1631	74
Ausbruch des Vesuv im April 1872	77
Eruption des Aetna von 1865	80
Eruption des Temboro auf Sumbava	84
Eruption des Mauna-Loa im Jahre 1866	85
Die Rauchsäule und die vulkanische Asche	87
Die Feuersäule	90
Die vulkanischen Gewitter	92
Die Natur der Lava	93
Die Schlammströme	97
Die vulkanischen Producte	99
Die Laven	99
Lockere Eruptionsproducte	102
Gasförmige Producte	106

Seite
Das Alter der Vulkane 108
Neue Vulkane der historischen Zeit 112
Neuentstandene Inseln 117
Theorie der Vulkane 122

II. Erdbeben 139
Beschaffenheit der Erdbeben 140
Verbreitung und Ausdehnung der Erdbeben 148
Dauer und Häufigkeit der Erdbeben 154
Erscheinungen, welche die Erdbeben begleiten . . . 161
Bewegungen des Meeres 164
Wirkungen der Erdbeben 170
Ursache der Erdbeben 182
Die vulkanischen Erdbeben 183
Die nichtvulkanischen Erdbeben 190

III. Schlammvulkane 205
Thätigkeit der Schlammvulkane 207
Producte der Schlammvulkane 210
Schlammvulkane in Italien 213
Schlammvulkane in Island 215
Schlammvulkane am Schwarzen Meere 216
Schlammvulkane am Kaspischen Meere 217
Schlammvulkane der Küste von Arracan 219
Schlammvulkane in Birma 219
Schlammvulkane auf Java 219
Schlammvulkane auf Celebes 220
Schlammvulkan auf Luzon 220
Schlammvulkane auf den Kleinen Sunda-Inseln . . . 221
Schlammvulkane von Neuseeland 221
Schlammvulkane in Amerika 221
Schlammvulkane auf Trinidad 222
Die Entstehung der Schlammvulkane 222

IV. Die Geysir 227
Geysir in Island 232
Die Geysir am Yellowstone 236
Die Geysir in Californien 237
Geysir in Neuseeland 237
Erklärung der Geysir 240

V. Naturbeschreibung der Vulkane 247
Europa 247
Deutschland 247
Die Eifel 248

Seite

Schlesisch-böhmische Vulkane 255
Frankreich 256
Auvergne. 256
Velay und Vivarais 258
Vulkane im Hérault 259
Siebenbürgen 260
Italien 261
Mittelitalien 261
Rocca montina 263
Die Phlegräischen Felder 264
Der Vultur 268
Der Vesuv 269
Die Liparischen Inseln 271
Der Aetna 274
Pantellaria 277
Submariner Vulkan 277
Sardinien. 278
Spanien 278
Griechenland 279
Methana 279
Die Griechischen Inseln 279
Afrika 281
Guinea 281
Südliches Afrika 282
Ostseite von Afrika 283
Asien 285
Kleinasien und Westasien 285
Arabien 287
Centralasien 288
Indien 289
Kamtschatka 290
Aleuten 292
Kurilen 294
Japan 295
Formosa 297
Philippinen 298
Molukken 300
Sunda-Inseln 302
Australien 309
Neuguinea 309
Neubritannien 309
Neuholland 310
Amerika 310
Nordamerika 310
Mexico. 313

Seite

Centralamerika 315
Guatemala 315
San-Salvador 316
Honduras 317
Nicaragua 317
Costa-Rica 318
Südamerika 319
Quito 320
Peru und Bolivia 322
Chile 323
Inseln im Weltmeere 324
Island 325
Jan Mayen 326
Bahama Bank 326
Azoren 326
Madeira 328
Canarische Inseln 329
Capverdische Inseln 332
Kleine Antillen 333
Ascension 334
St.-Helena 335
Fernando da Noronha 335
Tristan da Cunha 335
Indischer Ocean 335
Grosser Ocean 337
Salomonsinseln 337
St.-Cruzinseln 337
Neuhebriden 337
Neuseeland 338
Kleinere Inselgruppen 339
Sandwichinseln 340
Marianen 342
Asumcion 342
Guaguar 342
Pahon 342
Galopagos 342
Südliches Polarmeer 343

Einleitung.

Wir folgen nur dem Sprachgebrauche, wenn wir Vulkane, Erdbeben, Schlammvulkane und Geysir, unter dem Namen „vulkanische Erscheinungen“, zu einer Gruppe vereinigen.

Schon die ältere Geologie hat diese Naturerscheinungen kurzweg als Reactionen des feurig-flüssigen Erdinnern gegen die starre Erdkruste zusammengefasst, und hat damit nicht nur auf die nahe Verwandtschaft derselben untereinander hingewiesen, sondern auch gleichzeitig ihrem Glauben an eine gleichartige ihnen zu Grunde liegende Ursache Ausdruck gegeben. Obgleich damit das berechtigte Streben der Wissenschaft, die Mannichfaltigkeit der Erscheinungen unter einem höhern Gesichtspunkte zusammenzufassen und die Naturanschauung dadurch zu vereinfachen, vollkommen zur Geltung gekommen schien, so war die Geologie mit diesem Erklärungsversuche doch der streng wissenschaftlichen Untersuchung vorausgeeilt. Man war damals kaum über die Erzählung hervorragender vulkanischer Ereignisse und über geographische Forschungen hinausgekommen, als man jene Erklärung aufstellte.

Wir können gegenwärtig nicht mehr eine so einfache und doch ansprechende Erklärung von Vulkanen, Erdbeben und Geysir geben, wie sie in jener kurzen

Formel niedergelegt war, wir können nicht einmal mehr den innigen Zusammenhang aller dieser Naturerscheinungen untereinander so unbedingt gelten lassen. Die fortgeschrittene Erkenntniss unsers heutigen wissenschaftlichen Standpunktes lehrt, dass die sogenannten „vulkanischen Erscheinungen" nicht, wie man früher annahm, verschiedenartige Aeusserungen einer gemeinsamen Grundursache sind, sondern dass man es vielmehr oft mit gleichartigen Wirkungen sehr verschiedener Ursachen zu thun hat.

Das tritt bei den Erdbeben am entschiedensten und auffallendsten entgegen. Die Art, in welcher sich die Erdbeben geltend machen, ist, abgesehen von ihrer verschiedenen Heftigkeit und deren Folgen, eine so gleichmässige, dass man leicht versucht wird, nur nach einer gemeinschaftlichen Ursache aller Erdbeben zu suchen. Und doch sind es die mannichfaltigsten Veranlassungen, welche Erdbeben hervorrufen.

Ein Theil der Erdbeben steht nicht in dem entferntesten Zusammenhange mit den Vulkanen, während ein anderer Theil durchaus von deren Thätigkeit abhängt. Kein äusserliches und auffallendes Kennzeichen lässt beide Klassen von Erdbeben unterscheiden. So wird, trotz theilweiser innerer Verschiedenheit doch eine nothwendige und untrennbare Verbindung zwischen den „vulkanischen Erscheinungen" hergestellt, und nur durch allseitige Erforschung dieser ganzen Gruppe von Naturerscheinungen kann ein vollkommenes Verständniss der einzelnen von ihnen erreicht werden.

Gemeinsam ist den vulkanischen Erscheinungen vor allem der Ursprung in den unzugänglichen Tiefen des Erdinnern und eine gewisse Gewaltsamkeit in ihrem Auftreten. Gerade darauf beruht aber auch ein grosser Theil des lebhaften Interesses, welches sie erwecken. Unstreitig sind es die grossartigsten aller Naturerscheinungen, welche den tiefsten Eindruck auf das Gemüth hervorrufen müssen. Machtlos sieht sich hier der Mensch den verderblichen Gewalten der Natur preis-

gegeben, die unerwartet über ihn hereinbrechen und die er mit aller Anstrengung seiner geistigen Kraft nicht bändigen kann. Doch erscheint das Furchtbare in so erhabener Schönheit und gewaltiger Majestät, dass er ihm staunende Bewunderung nicht versagen kann. Farben- und contrastreiche Bilder, wie der Vulkan Erebus, der inmitten der grossen Wasserwüste des südlichen Polarmeeres über zwölftausend Fuss hoch aufsteigt und dessen glutflüssigen Lavaströme sich über die ihn bedeckenden Massen von ewigem Schnee und Eis ergiessen, oder wie der Vulkan Ambil, welcher als riesiger Leuchtthurm den Eingang in die herrliche Bai von Manila bewacht und dem Seefahrer alle Reize einer tropischen Landschaft in magischer Beleuchtung enthüllt, bleiben gewiss unter allen Umständen grossartig und eindrucksvoll. Und wenn auch die Erdbeben nicht durch die Pracht ihrer Erscheinung versöhnen, wenn sie über reiche blühende Gegenden verderbenbringend hereinbrechen, so ist doch oft die grause Wildheit in der Zerstörung bewunderungswerth.

Berücksichtigt man noch den Zauber des Geheimnissvollen und Unerwarteten, der sich über alle diese Naturerscheinungen ausbreitet, so begreift man leicht, dass durch dieselben schon in den ältesten Zeiten die Phantasie erregt werden musste. Neben den daran anknüpfenden Mythen sind auch manche wirkliche Ereignisse aus dem Alterthum überliefert worden. In der That besitzen wir aus dem ganzen Gebiete der Natur nur von dem gestirnten Himmel ebenso alte Beobachtungen und Aufzeichnungen; und wenn man aus dem vielen Unklaren und Sagenhaften der Nachrichten das Thatsächliche herausschält, gewinnt dadurch besonders die historische Kenntniss der Vulkane und Erdbeben manche Bereicherung. Einzelne der ältesten Culturvölker, die Japanesen, die Griechen und die Römer wurden durch nahegelegene vulkanische Gebiete von den dort sich vollziehenden Ereignissen selbstbetroffen. Freilich sind gerade die vulkanreichsten

Gegenden der Erde, wie der Archipel im Südosten von Asien und die Anden von Südamerika, erst so spät in die Geschichte eingetreten, dass dadurch die wichtigsten Vorgänge für die Wissenschaft verloren gegangen sind. Noch jetzt gehören jene Landstriche, wo die vulkanischen Kräfte eine so überaus wichtige Rolle spielen, leider zu den am wenigsten genau gekannten.

Trotzdem Vulkane und Erdbeben schon vor Jahrtausenden die Aufmerksamkeit auf sich lenkten, blieb ihre streng wissenschaftliche Untersuchung doch der allerneuesten Zeit vorbehalten. Selbst während des ersten Theiles unseres Jahrhunderts, als die andern Zweige der Naturwissenschaft schon mächtig aufgeblüht waren, begnügte man sich mit der blossen Naturbeschreibung der Vulkane und Erdbeben, welcher höchstens eine Anzahl rein hypothetischer Erklärungen angehängt wurden. Es mag die ausserordentliche Schwierigkeit derartiger Untersuchungen abgeschreckt haben, zum Theil trug zu der etwas verspäteten Entwickelung dieses Zweiges der Naturwissenschaft wol auch der Umstand bei, dass der Gegenstand zu mächtig auf die Phantasie einwirkte und die von ihr beeinflussten Erklärungen geistvoller Männer — der naturkundige Leser mag sich an die „Erhebungstheorie" erinnern — so vollständig zu genügen schienen, dass man sich des Mangels einer eigentlich wissenschaftlichen Forschung gar nicht bewusst war.

Erst wenige Jahrzehnte sind vergangen, seitdem man anfing alle Hülfsmittel, welche Physik, Chemie, Mikroskopie u. s. w. darbieten, zur Erforschung von Vulkanen und Erdbeben zu verwenden. Müssen wir auch bekennen, dass die Grundursache der Vulkane und mancher Erdbeben noch nicht nachgewiesen werden konnte, ja, dass wir unserer Unkenntniss auf diesem Gebiete uns erst recht bewusst geworden sind, so wurden doch in der Erkenntniss der chemischen Processe, die sich bei den Eruptionen abspielen, der wahren

Natur der Lava, der Schlammvulkane und Geysir, und auch der Erdbeben, so wichtige und entscheidende Fortschritte gemacht, dass sie das Gefühl vollster Befriedigung gewähren und zur Fortsetzung des betretenen Weges anspornen müssen. Es sind wirkliche Errungenschaften der Wissenschaft, keine Hypothesen mehr, welche die Zukunft wol ergänzen und berichtigen, aber nicht mehr umstossen kann.

I.

Vulkane.

Bauart und Höhe der Vulkane.

Das Wesen eines Vulkans besteht in der Herstellung einer Verbindung zwischen dem in unergründlicher Tiefe des Erdinnern befindlichen vulkanischen Herde und der Erdoberfläche durch das Ausstossen von Gasen und Dämpfen und erhitzter, gewöhnlich glühender Gesteinsmassen. Dies geschieht durch eine an der Oberfläche sich bildende trichterförmige Vertiefung, welche man den Krater nennt. Darum ist auch dieser Krater das charakteristischste Merkmal eines Vulkans, an welchem er am sichersten, selbst während der Ruhe, erkannt werden kann.

Die Kratere liegen zuweilen in flachen, ebenen Gegenden oder auf niedrigen Hügeln, häufiger aber auf Bergen verschiedener Höhe, sogar auf dem Gipfel von Bergen, die zu den höchsten der Erde gehören.

Unter einem Vulkane hat man sich demnach nicht nothwendigerweise einen Berg vorzustellen, wie es gewöhnlich geschieht, der beständig oder zeitweise Dämpfe und glühende Gesteine ausstösst. Vulkanische Eruptionen können ebenso gut in flachen Gegenden vorkommen, und überall, wo der Vulkan aus einem Berge besteht, ist der Berg nur das Product der vulkani-

schen Thätigkeit und durch dieselbe nach und nach angehäuft worden. Darum kann auch die Höhe eines vulkanischen Berges in gewissem Sinn als Maassstab für die grössere oder geringere Bedeutung des Vulkans dienen; die Bauart aber ist eine durchaus eigenthümliche, verschieden von jedem andern Berge.

Wenn nämlich an irgendeinem Orte der Erde sich ein neuer Vulkan bilden will, versuchen zunächst die im vulkanischen Herde entstehenden Dämpfe sich einen Ausweg zu bahnen. Sie brechen durch die feste Erdmasse an jener Stelle durch, wo dieselbe, sei es wegen vorhandener Spalten, sei es durch einen weniger soliden Bau, den geringsten Widerstand leistet. Wie bei jeder Explosion, die ja immer in der gewaltsamen Beseitigung eines der Ausdehnung der Gase und Dämpfe entgegenstehenden Hindernisses besteht, werden die Gesteinstrümmer in die Luft geschleudert und fallen aus derselben in der Nähe der Eruptionsöffnung wieder nieder. Die Dämpfe bringen aber auch von ihrem Ursprung eine Menge glühender Schlacken und vulkanische Asche mit, die gleichfalls in die Höhe geschleudert werden und dann, dem Gesetze der Schwere folgend, wieder ringsum die Ausbruchsöffnung herum niederfallen. Wird dann die glutflüssige Lava, wie es oft, aber nicht immer, geschieht, von den Dämpfen mit emporgehoben, so fliesst dieselbe aus dem Vulkane über die Schlackenmassen hinweg und ergiesst sich als Strom in die nächste Umgebung, bis sie zu einer festen Gesteinsmasse erstarrt.

So häuft sich ein kleiner Kegel aus abwechselnden Lagen von Schlacken, Asche und Lava an, auf dessen Gipfel die Eruptionsöffnung oder der Krater liegt.

In dem grossen, aber gänzlich erloschenen vulkanischen Gebiete der Eifel in der preussischen Rheinprovinz bestehen fast alle jener zahlreichen Vulkane aus solchen einfachen Kegeln. Ueberall haben sich hier Asche, Lava und Schlacken um die Kratere herum zu kleinen Kegeln angehäuft, und dazwischen finden sich



Auch die Mehrzahl der Vulkane in der Auvergne sind einfache, obgleich zuweilen sehr ansehnliche Eruptionskegel, und in Italien, wo viele Vulkane der römischen Campagna und der Phlegräischen Felder dieser Klasse angehören, hat sich noch in neuerer Zeit, im Jahre 1538, der Monte nuovo bei Puzzuoli durch eine Eruption zu einem 428 Fuss hohen Schlackenkegel ausgebildet.

Eine grosse Aehnlichkeit mit den einfachen Vulkanen und Krateren besitzen die M a a r e, obgleich sie von den echten Krateren doch wesentlich verschieden sind. Die Kratere liegen inmitten der durch ihre eigene Thätigkeit aufgeschütteten Producte, Maare werden da-

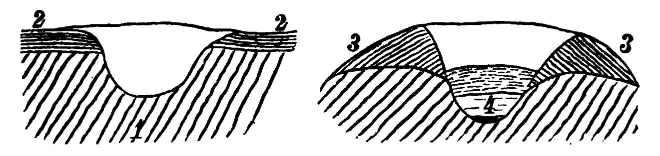


Fig. 2 u. 3. **Maare.**

gegen in der Eifel kraterähnliche Kessel genannt, welche zwar nur in der Nähe wirklicher Vulkane, a b e r i n G e s t e i n e n v o r k o m m e n, w e l c h e n i c h t d u r c h s i e s e l b s t g e b i l d e t s i n d. In der Eifel liegen viele Maare im Thonschiefer, manche wol in vulkanischem Tuff, der jedoch durch seine Lagerung sich als älter, wie die Entstehung des Kessels zu erkennen gibt. Einzelne Maare zeichnen sich dadurch aus, dass sie an ihrem Rande von einem kleinen Kranz oder Ringwall von Schlacken umgeben werden und dann mehr und mehr die Beschaffenheit wirklicher Kratere annehmen. Gewöhnlich hat sich Wasser in der Vertiefung angesammelt und bildet einen kleinen See, bei andern Maaren ist der Boden mit Torf bedeckt oder vollkommen trocken.

Am bekanntesten unter den Maaren der Eifel sind:

das Pulvermaar, das Ulmermaar, die Maare von Daun, Meerfelden u. s. w. Als echte Maare sind auch die kleinen Seen Gouffre de Tazenat, Lac de la Godivel und Lac Pavin in Centralfrankreich zu betrachten und die herrlichen Seen von Albano und Nemi am Abhange des Albanergebirges bei Rom. Besonders zahlreich sind die Maare auf Java in der Umgebung der Vulkane Lamongang und Salak, dann auf Neuseeland und den Canarischen Inseln.

Die Entstehung eines Maares ist bisjetzt noch nicht beobachtet worden. Unter den Erklärungsversuchen ist derjenige am wahrscheinlichsten, welcher sie als Einsenkungen im Boden auffasst, die durch den Zusammenbruch von unterirdischen Höhlungen entstanden. In einer Gegend, wo durch vulkanische Thätigkeit so grosse Mengen geschmolzener Gesteinsmassen ausgeworfen werden, können leicht unter der Oberfläche solche Hohlräume entstehen, deren Decke später zusammenbricht, wodurch ein Maar gebildet wird. Ebenso erklärlich ist es aber auch, dass da, wo einmal solche Maare existiren, dieselben auch zu einem wirklichen Krater werden können, denn die vulkanischen Eruptionsproducte brechen am leichtesten an jenen Stellen durch, wo schon eine Oeffnung vorhanden ist. So können sich zuerst Trümmerwälle von nichtvulkanischen Gesteinen, dann Tuff und Schlackenkegel um das Maar herum anhäufen, bis daraus ein vulkanischer Krater geworden ist.

Zu denjenigen Maaren, welche später als vulkanische Kratere thätig waren, gehört auch der durch seine landschaftlichen Reize so sehr ausgezeichnete Laachersee. Derselbe hat eine ovalrunde Wasserfläche, welche ein Sechstel Quadratmeile einnimmt. Seine steilen Ufer bestehen aus devonischem Thonschiefer und tertiärem Braunkohlenthon. Darüber liegen stellenweise Tuffschichten und Schlacken mit andern, durch ihren grossen Mineralreichthum merkwürdigen Auswürflingen. — Die Vandama auf der Insel Gran Canaria kommt dem

Laachersee, diesem bedeutendsten der Maare, an Grösse gleich, indem ihre Wasserfläche eine halbe Meile im Durchmesser beträgt. — Der Pupakisee auf Neuseeland hat dieselbe Mittelstellung zwischen Maar und vulkanischem Krater, wie Laachersee und Vandama. Er liegt inmitten zahlreicher kleiner echter Maare und ist selbst von einem, etwa hundert Fuss hohen Tuffkegel umgeben.

Wie in der Eifel, der Auvergne und der römischen Campagna, so gibt es noch andere Districte, in welchen der Vulkanismus sich gleichsam in der Erzeugung zahlreicher Vulkane erschöpft hat, sodass jeder einzelne in dem ersten Stadium der Entwickelung eines vulkanischen Berges stehen geblieben ist. Fast in allen bedeutenden vulkanischen Gebieten, in welchen ausgebildete Berge vorkommen, lassen sich aber neben diesen grossen, auch noch einzelne jener einfachen Kegel nachweisen.

Ein und derselbe Krater kann, nach kürzerer oder längerer Frist, wiederholte Eruptionen haben, durch welche immer mehr Laven ergossen und neue Massen von Schlacken und Asche ausgeworfen werden, die in vielfachem Wechsel, Schicht über Schicht sich lagernd, allmählich den kleinen Kegel zu einem ansehnlichen Berge erhöhen. Auf diese Weise legt natürlich die Höhe und der Umfang eines Berges Zeugniss ab von der langen Thätigkeit des Vulkans oder von der Grossartigkeit seiner Eruptionen.

Folgende Tabelle enthält die Höhe der bekanntesten Vulkane:

Name des Vulkans.	Höhe üb. dem Meere.	Name des Vulkans.	Höhe üb. dem Meere.
	Fuss.		Fuss.
Lago d'Agnano	18	Awatscha	8219
Tinakura (St.-Cruz Inseln)	250	Tengger	8745
Tanna (Neue Hebriden)	430	Schewelutsch	9898
Taal	870	Aetna	10200
Volcano (Liparen)	1224	Pic de Teyde, auf Teneriffa	11408
Jsalco	1976	Erebus	11700
Stromboli	2775	Pasto	12620
Rocca monfina	3083	Mauna Loa	12910
Vesuv	3720	Pinchincha	14940
Xorullo	4029	Kliutschewskaja Sopka	15040
Hekla	4961	Sangay	16080
Tuxtla	5118	Popocatepetl	16702
Guntur	6100	Cotopaxi	17712
Tongariro	6500	Gualatieri oder Sahama	20970
Vulkan von Bourbon	7507		

Die Zahlen dieser Tabelle können nicht alle dem angegebenen Zweck, einen Maassstab für die Bedeutung der Vulkane zu liefern, dienen. Sie geben, wie das gewöhnlich bei Bergen geschieht, die Höhe des Gipfels über der Meeresfläche an, ohne Rücksicht darauf, dass die Basis des Vulkans oft schon auf einer Hochebene, oder auf dem Rücken eines nichtvulkanischen Gebirges gelegen ist. Für jenen Zweck hat aber begreiflicherweise nur die Höhe des Berges von seinem Fusse, bis zu seinem Gipfel (seine relative Höhe) Bedeutung. Leider existiren bisjetzt erst wenige sichere Messungen der Art, und doch wird dadurch die Stellung der Vulkane untereinander eine ganz andere, wie folgende Vergleichung zeigt:

Name des Berges.	Relative Höhe.	Absolute Höhe.
	Fuss.	Fuss.
Monte nuovo	428	428
Puy de Pariou	750	4076
Puy de Côme	907	4170
Xorullo	1480	4029
Tunguragua	1570	9770
Ceboruco	1584	5032
Ngaruhuoe, höchster Eruptionskegel des Tongariro	1600	6500
Monte Ferru auf Sardinien	2030	3230
Guntur	3930	6100
Tangkuban Prahu	4000	6030
Gualatièri	4500	20970
Cotopaxi	8700	17712
Aetna	9600	10200
Kliutschewskaja	15040	15040

Die gewaltigen feuerspeienden Berge der Anden, welche mehr als zwanzigtausend Fuss erreichen, nehmen danach nicht auch als Vulkane den ersten Rang ein. Der höchste Vulkan ist vielmehr die Kliutschewskaja Sopka in Kamtschatka, welche sich dicht am Meere bis zu 15,040 pariser Fuss erhebt und ganz aus vulkanischem Materiale aufgebaut ist. Auch der Aetna gehört zu den mächtigsten Vulkanen. Frei von allen Seiten steigt er bis zu einer Höhe von zehntausend Fuss auf, sodass er das Berggewirre von Sicilien weit überragt und die ganze Insel durch ihn beherrscht wird. Sein Fuss ruht auf jener milden Küste, wo die üppigste Vegetation auch im Winter gedeiht und sein Gipfel ragt in jene kalten Regionen hinein, in denen Eis und Schnee selbst im Sommer nicht ganz verschwinden. Diese kolossale, an Contrasten so reiche Höhe kann man vom Meere aus mit einem Blick übersehen, und es gibt wol keinen zweiten Berg auf der ganzen Erde von einer gleich imponirenden Wirkung.

Infolge der geschilderten Bauart müssten solche Vulkane, welche viele Jahrtausende hindurch in reger

Thätigkeit begriffen sind, allmählich Berge von unermesslicher Höhe anhäufen, wenn sie nicht selbst wieder von Zeit zu Zeit dasjenige theilweise zerstören würden, was sie während langer Zeit angehäuft haben.

Im allgemeinen vermehrt eine ruhige, gleichmässige Thätigkeit die Höhe des Berges, indem sich die festen Auswurfsproducte auf dem Gipfel und an dem Abhange ansammeln; während jene Vulkane, welche sich durch zeitweise Ruhe und dazwischen eintretende grosse Eruptionen auszeichnen, den regelmässigen Aufbau des Berges zuweilen theilweise wieder vernichten. In solchen Fällen pflegt sich der Eruptionskanal während der Ruhe zu verstopfen, sodass bei dem Eintritt einer Eruption die Dämpfe nicht entweichen können. Dieselben sammeln sich dann in der Tiefe an, bis ihre Kraft hinreichend gross ist, um das Hinderniss zu beseitigen. Mit furchtbarer Explosion brechen sie durch und schleudern die über ihnen befindliche Bergmasse in die Luft.

Darum ist die Höhe jedes in unregelmässiger Thätigkeit begriffenen Vulkans eine schwankende. Der Vesuv liefert dazu das beste Beispiel. Der seit historischer Zeit thätige Gipfel ist bald höher, bald niedriger, wie der unter dem Namen Somma bekannte Rest des vorhistorischen Kraterwalles. In dem gegenwärtigen Jahrhundert hatte er 1832 die geringste Höhe, 3510 Fuss (Hoffmann), erhöhte sich im Jahre 1855 bis auf 3959 Fuss (Schiavoni) und sank wieder, gegen das Ende der Eruption auf 3801 Fuss (J. Schmidt). Im November 1867 erreichte er die grösste Höhe, welche er je besessen, 4270 Fuss (Schiaparelli), und die er bisjetzt auch nicht behaupten konnte.

Man kennt aber Beispiele von viel grossartigern Veränderungen, als sie der Vesuv darbietet. Der Hekla wurde durch eine Eruption im Jahre 1845 um fünfhundert Fuss niedriger. — Auf der Insel Timor lag ein fast beständig thätiger Vulkan, welcher 1638 durch eine heftige Eruption gänzlich zerstört wurde. Ein See füllt

gegenwärtig die Vertiefung aus, welche an seine Stelle getreten war. — Der Temboro auf der Insel Sumbava im Südosten von Asien, welcher eine Höhe von 8490 pariser Fuss besitzt, soll vor der grossen Eruption von 1815, einer der furchtbarsten, von denen wir Kenntniss haben, über viertausend Fuss höher gewesen sein. Durch dieses Ereigniss wurde demnach eine Bergmasse, so hoch, wie der höchste Berg des Schwarzwaldes zerstört.

Form und Gestaltung der Vulkane.

Bei der Aufschüttung lockerer Massen, z. B. von Sand, Gerölle oder Erde, bilden sich kegelförmige Anhäufungen. Darum ist auch die Kegelgestalt die natürliche und charakteristische Form der Vulkane. Sie findet sich bei kleinen Vulkanen fast ausnahmslos; aber auch bei den hohen, mächtigen Vulkanen ist dieselbe oft in wunderbarer Regelmässigkeit zu schauen, sodass die Aufmerksamkeit schon aus der Ferne auf die vulkanische Natur des Berges gelenkt wird. Entzückt von der Schönheit und dem fremdartigen Anblick der regelmässigen Kegelgestalt des mehr als 17,000 Fuss hohen Cotopaxi, hat schon Alexander von Humboldt eine glänzende Beschreibung derselben gegeben, wodurch hauptsächlich der Name dieses Vulkans bekannt geworden ist. Weitere Beispiele sehr regelmässiger Kegelform, trotz bedeutender Höhe, liefern Pinchincha, Pic von Orizaba (Fig. 4), Kasbek u. a.

Die Mehrzahl der grossen Vulkane hat jedoch die regelmässige Kegelgestalt verloren, und wie sehr einzelne von ihnen davon abweichen können, das zeigen die langgestreckten, flachen Bergrücken des Schewelutsch, des Gelungung, des Tangkuban-Prahu, oder der mit zahlreichen Höckern besetzte Kamm des Hekla.

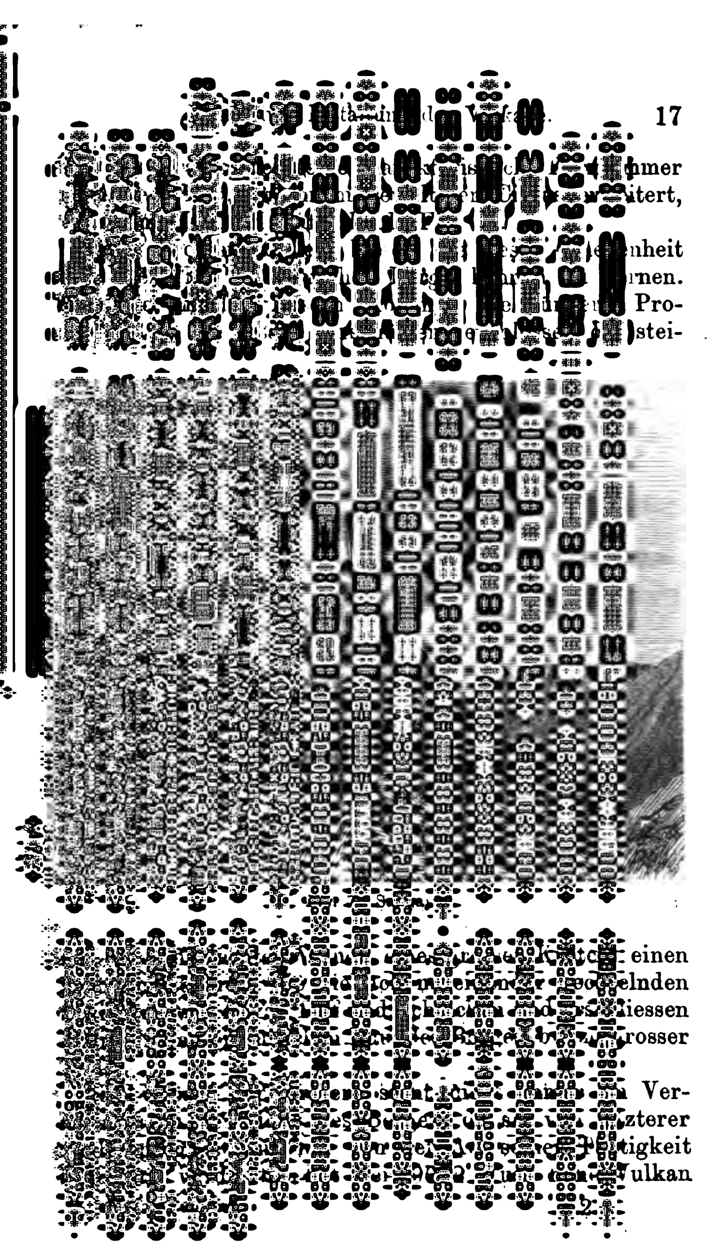
In jedem Falle ist aber die Form des Berges durch

rufen und
des Vul-

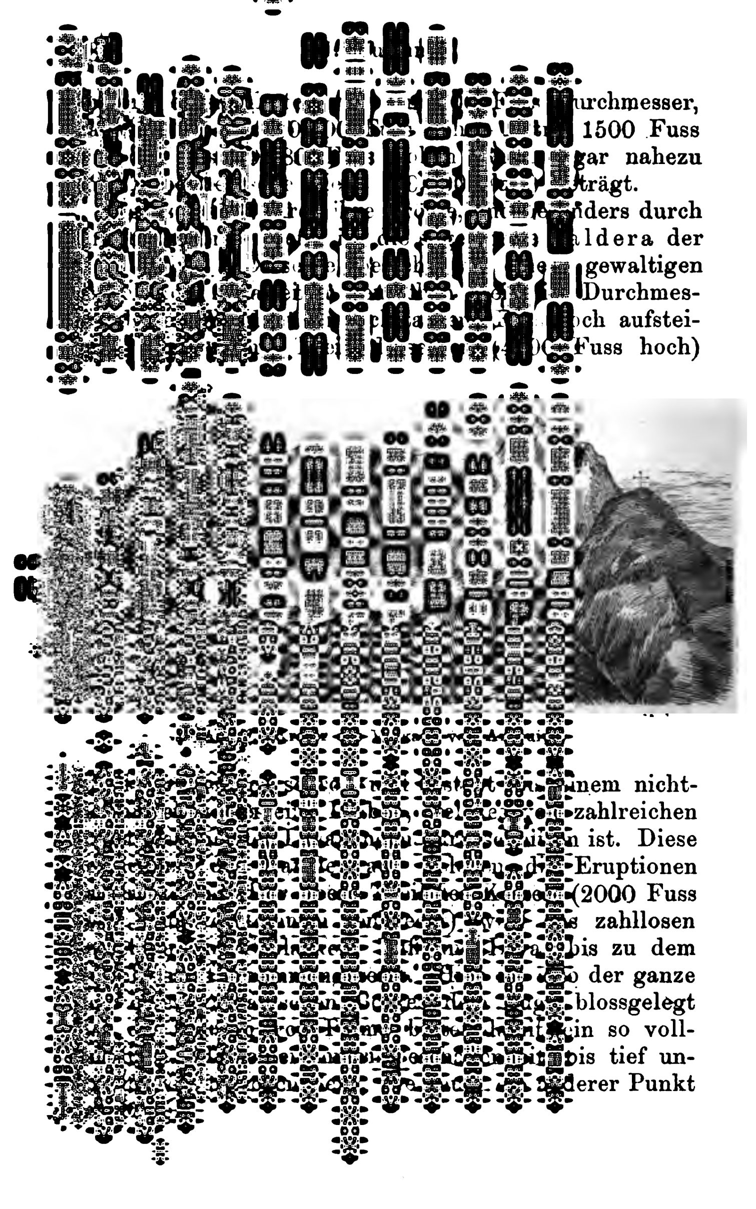
t der des
Eruptions-
kanischen
cken und

gleicht da-
Durch leb-
t sich der
iefung aus.
en, welche
ges bilden,
ände hohl
, wodurch





urchmesser,
1500 Fuss
gar nahezu
trägt.
nders durch
aldera der
gewaltigen
Durchmes-
och aufstei-
Fuss hoch)



unem nicht-
zahlreichen
n ist. Diese
Eruptionen
(2000 Fuss
s zahllosen
bis zu dem
der ganze
blossgelegt
in so voll-
bis tief un-
derer Punkt

Fig. 7. **Hverfjäll am Mückensee.**

Das Regenwasser sammelt sich in den grossen erloschenen Krateren an und, von ihren steilen Wänden mit Gewalt herabfliessend, spült es dieselben ab und trägt noch mehr zur Erweiterung des Kessels bei. Auch die Wände der Caldera von Palma sind von zahlreichen engen Schluchten durchfurcht, die auf dem Boden des Kessels zusammentreffen. Es kann dadurch, wie es hier geschehen, sogar die ganze Masse der an der Oberfläche angehäuften vulkanischen Producte durchschnitten und der Kessel noch in das Grundgebirge eingegraben werden. Die darin angesammelten Wassermassen suchen nach einem Ausweg und oft genügt ihr Druck schon, um die lockere Umwallung zu durchbrechen und so ihren natürlichen Abfluss zu gewinnen. Eine tiefe Schlucht Barranco de las Angustias genannt, setzt die Caldera gegen Westen hin mit der Küste in Verbindung, und eröffnet, indem sie die ganze Breite des Berges durchschneidet, einen weitern Einblick in dessen Bau. Ebenso sind alle ähnlichen „Calderas", wie die des Curral auf Madeira, oder des Val del Paso Alto auf Teneriffa und die „Barrancos" z. B. an den Vulkanen Gedéh, Pangerango und Tengger von hohem Werthe für die Kenntniss des Aufbaues vulkanischer Berge.

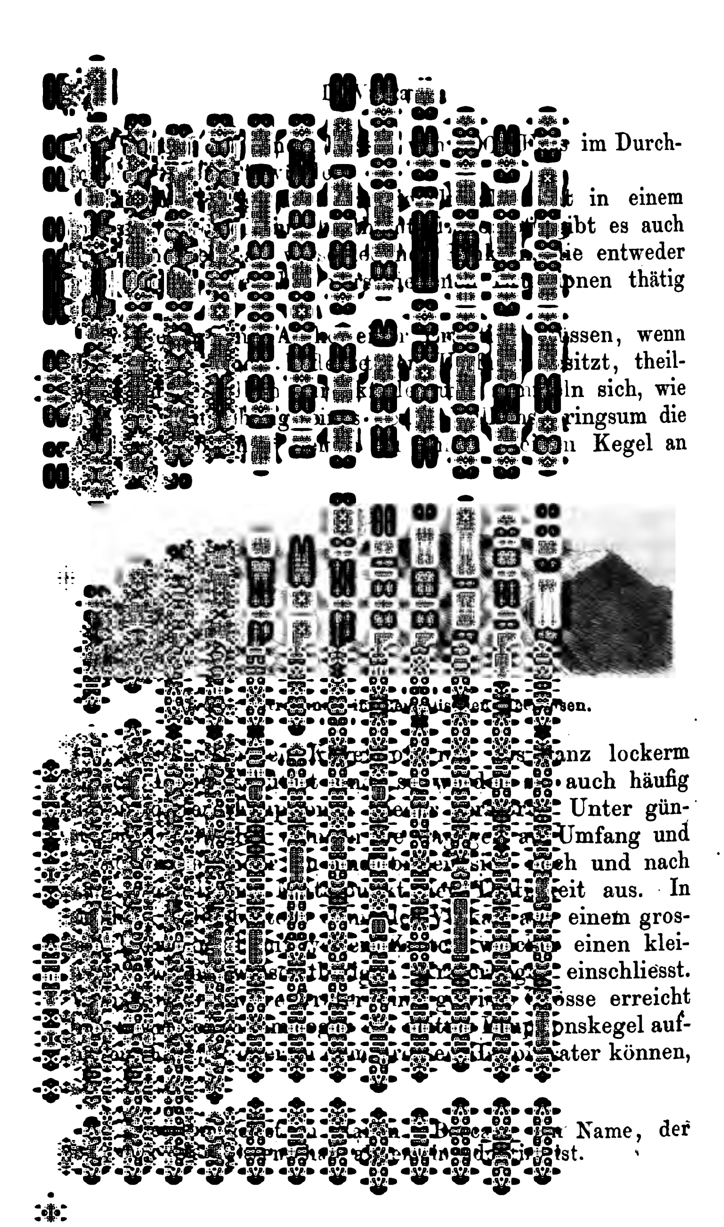
Dieselbe Bedeutung hat auch das berühmte Val del Bove am Aetna. Dasselbe beginnt am Ostabhange des Aetna in einer Höhe von nahezu 9000 Fuss mit einem gewaltigen Kessel, dessen Durchmesser drei Viertel deutsche Meilen beträgt und der von mehr als 3000 Fuss hohen Wänden umschlossen wird. Von dem grossen Kessel erstreckt sich, tief in den Vulkan einschneidend, ein enges Thal den Abhang hinab. Man hat in dem Val del Bove einen alten, durch Einsturz erweiterten, und von einem Barranco ähnlichen Thal durchbrochenen Krater erkannt. Obgleich in neuerer Zeit mehrfach grosse Lavaströme in das Val del Bove hinabflossen und seinen Boden bedeckten, so sind an sei-

nen hohen und steilen Wänden die Schichten von Schlacken und Lava, aus welchen der Aetna zusammengesetzt ist, doch noch hinreichend entblösst.

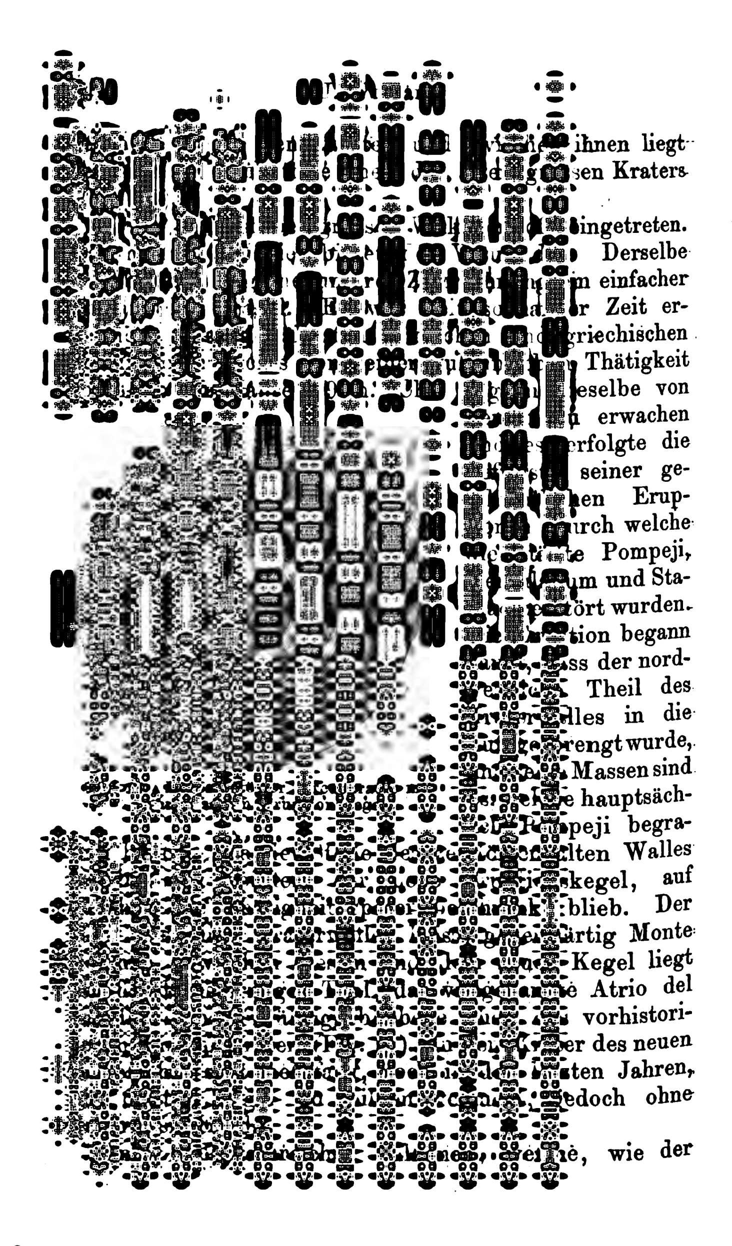
Die Caldera auf Palma ist ebenfalls ein gänzlich erloschener Krater, welcher seine Grösse und besonders seine Tiefe, welche durch die ganze vulkanische Masse hindurch bis in deren Grundlage hinabreicht, zum grossen Theil der Erosionsthätigkeit des Wassers verdankt. Es gibt aber auch thätige Kratere von gleichem Umfang, bei deren Entstehung das Wasser keine wesentliche Rolle spielte.

Am Abhange des Mauna Loa auf der Insel Hawaï befindet sich ein höchst merkwürdiger Krater, Kilauea mit Namen, dessen Längedurchmesser 14,850 Fuss, die Breite 7425 Fuss beträgt. — Den grössten Krater unter allen thätigen Vulkanen besitzt der Tengger auf Java (über 15,000 Fuss im Durchmesser), dessen Boden aus einer grossen, mit vulkanischem Sand und Asche bedeckten Ebene besteht. Gleich dem Wüstensand ist die feine Asche sehr beweglich, und wird von dem Winde in dichten Wolken aufgewirbelt, die sich als kleine Hügel an verschiedenen Stellen der weiten Kraterebene niederlassen, um von dem nächsten Windzuge wieder verweht zu werden.

In einzelnen Fällen sind solche riesige Kratere wol auch dadurch entstanden, dass zwei benachbarte Kratere sich vereinigten, indem bei ihrer andauernden Vergrösserung die sie trennende Schranke zerstört wurde. Darauf weist der merkwürdige Doppelkrater des Tangkuban-Prahu hin. Der grosse Krater dieses Vulkans ist durch eine schmale Mittelrippe in zwei fast kreisrunde Kessel getrennt; der westliche heisst Kawa-Ratu, ist völlig kahl und sein Gestein von den scharfen Dämpfen zersetzt und mürbe. Im Jahre 1846 fand aus diesem Krater eine Eruption statt und jede folgende Eruption lässt eine Zerstörung der nur hundert Fuss hohen Zwischenwand erwarten, wodurch die bei-







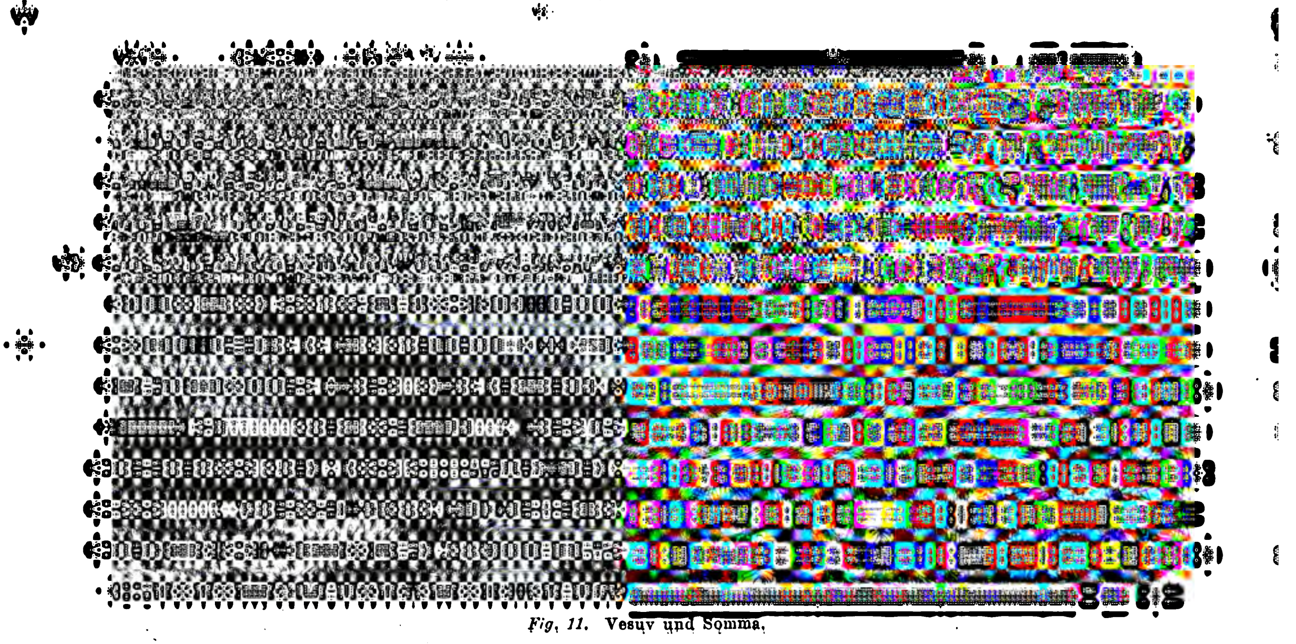


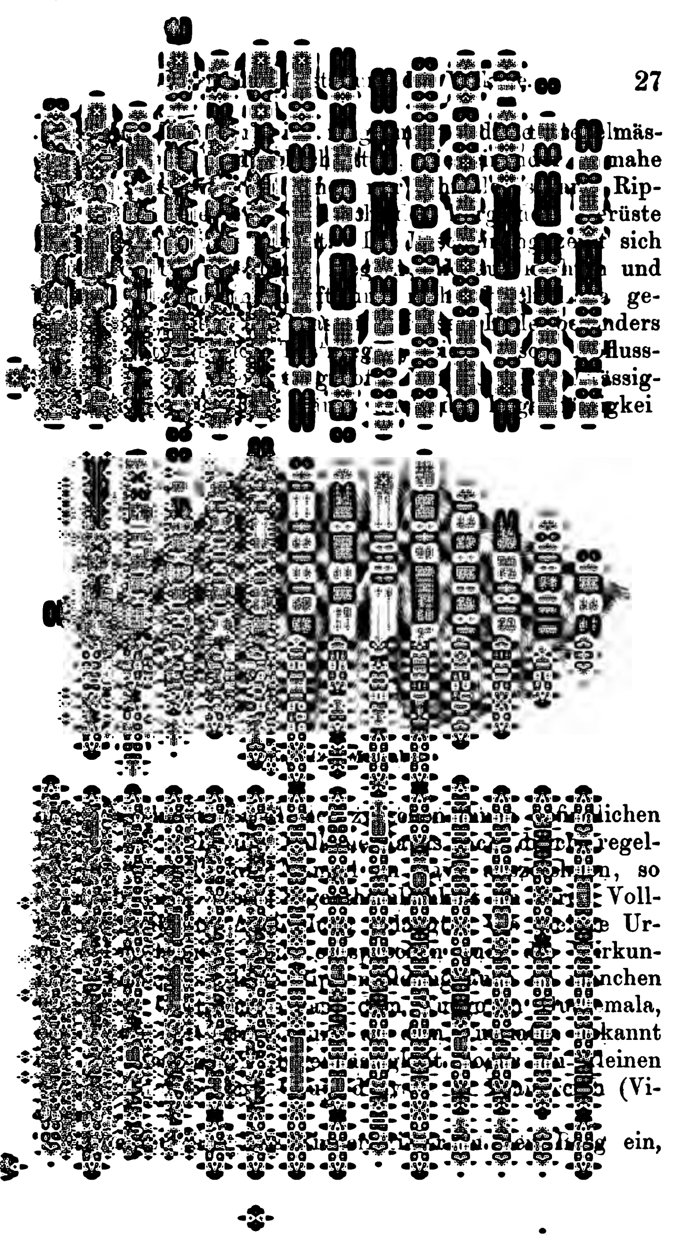
Fig. 11. **Vesuv und Somma.**

Vesuv, nach Zerstörung eines Theiles des alten Kraterwalles, von dem Reste des letztern halbkreisförmig umschlossen, einen neuen hohen Eruptionskegel aufbauten, sind besonders der Pic von Teneriffa, der Irazu und Antuco hervorzuheben.

Nicht immer gelingt es einer Eruption gerade in dem alten Krater durchzubrechen. Der Vulkan hat zuweilen seine eigenen Wege so fest mit Lava verschlossen, dass eine spätere Eruption leichter an einer schwachen Stelle des Abhanges zum Ausbruch kommt, als in dem alten Krater. Der neue Kegel wird dann am Abhange oder am Fusse des Vulkans aufgebaut, und dieses Ereigniss kann sich so oft wiederholen, als die Eruptionen den Hauptkanal verstopft fanden. Besonders der Aetna, dessen Umfang freilich auch ein sehr grosser ist, zeichnet sich durch eine ausserordentliche Menge solcher seitlicher Eruptionskegel aus. In einer Zone, die etwa die halbe Bergeshöhe einnimmt, erheben sich mehrere hundert Kegel, darunter die Monti rossi, welche bei der Eruption von 1669 entstanden und mehr als tausend Fuss Höhe besitzen, also nur gegenüber der kolossalen Masse des Aetna zur Unbedeutendheit herabsinken, für sich allein aber ansehnliche Berge bilden.

Ist die Höhe der seitlichen Eruptionskegel gegenüber der Grösse des Hauptvulkans nicht unbedeutend und gruppiren sich mehrere um denselben, so tritt an die Stelle eines einfachen Vulkans eine Berggruppe oder ein kleines Gebirge mit den mannichfaltigsten Formen, welche von der ursprünglich regelmässigen Kegelgestalt weit abweichen.

Eine besondere Eigenthümlichkeit, welche an den Vulkanen Javas in ausgezeichneter Weise auftritt, ohne sehr auffallende Veränderungen in den Umrissen der Berggestalt zu veranlassen, ist die Rippenbildung. An dem Gipfel der meisten hohen und regelmässig gestalteten Vulkankegel dieser Insel, des Sumbing, Tengger, Semeru, Tjermaï u. s. w. beginnen tiefe Rinnen, die sich, an Breite zunehmend, bis zum Fusse er-



wie die andern, so kann dadurch, wie an dem Tengger und Merbabu (Fig. 12), der Kraterwall durchbrochen werden, sodass sich von dem offenstehenden Krater eine tiefe Schlucht bis zu dem Fusse des Berges hinabzieht.

Ein grosser Theil der Eruptionen ereignet sich nicht auf dem Festlande, sondern auf dem Meeresgrunde. Die Vorgänge, welche zur Bildung eines vulkanischen Berges führen, wiederholen sich auch bei diesen submarinen Eruptionen, nur wird der Erfolg durch das bewegliche Element des Meeres etwas modificirt. Asche und Schlacken breiten sich einestheils auf dem Meeresgrunde aus, anderntheils häufen sie sich um die Eruptionsöffnung herum an. Gelangt der Kegel zu einer hinreichenden Grösse, so erscheint sein Gipfel über der Wasserfläche als Insel. Eine vulkanische Insel besteht demnach nur aus dem obern Theile eines Berges, dessen Fuss, vielleicht in bedeutender Tiefe, auf dem Meeresboden ruht. Darum besitzen dieselben auch häufig einen scheinbar unverhältnissmässig grossen Krater mit niedriger Umwallung.

Die Ansammlung lockerer Eruptionsproducte, aus welcher viele vulkanische Inseln bestehen, kann gewöhnlich dem stürmischbewegten Meere und der an ihr sich bildenden Brandung keinen hinreichenden Widerstand leisten; die Wogen spülen Schlacken und Asche hinweg und vernichten das neue Gebilde oft nach kurzer Dauer. In historischer Zeit hat man daher häufig die Neubildung solcher vulkanischen Inseln, welche nach kurzer Existenz wieder vernichtet wurden, zu beobachten Gelegenheit gehabt. Man kennt sogar Stellen, wo ein submariner Vulkan wiederholt die Herstellung einer Insel versuchte, aber stets ohne dauernden Erfolg.

In der Nähe der Insel San-Miguel unter den Azoren, entstand im Jahre 1638 für kurze Zeit eine kleine Insel und ebenso währte die Existenz einer Insel, welche sich 1720 an derselben Stelle bildete und die nahezu 400 Fuss Höhe erreichte, nur drei Jahre. Abermals erschien eine neue Insel im Jahre 1811, welche nach

dem sie entdeckenden Schiffe Sabrina genannt und von England in Besitz genommen wurde, aber bald wieder verschwand. Dass auch gegenwärtig jener submarine Vulkan seine Thätigkeit noch fortsetzt, zeigt eine 1867 an der gleichen Stelle eingetretene Eruption.

Ein in sehr lebhafter Thätigkeit begriffener submariner Vulkan befindet sich in der Nähe des Cap Reykjanes auf Island. Seine älteste Eruption in historischer Zeit fand 1210 statt. Nach dreissig Jahren wiederholten sich die Ausbrüche und erzeugten mehrere kleine Inseln, die bald wieder zerstört waren. Nur die Insel, welche 1783 zum Vorschein kam, schien durch ihre Grösse und Höhe von bleibender Bedeutung, sodass sie, unter dem Namen Nyoe, mit Dänemark vereinigt wurde. Allein auch diese Insel war schon nach einem Jahre von dem Meere vernichtet.

Nur wenn Lava ergossen wird, welche nach dem Erstarren die lockern Producte deckt und schützt, sodass die wildeste Brandung jahrhundertelang vergeblich gegen sie anstürmt, ist die Existenz und die Möglichkeit einer weitern Entwickelung für die neue Insel gesichert.

Aber selbst in diesem Falle finden die Wogen sehr häufig irgendeine schwach gebaute Stelle in dem Kraterwall, welche sie durchbrechen. Die Insel besteht dann nur aus einem geöffneten Ringwall, der ein tiefes, durch seine regelmässige Gestalt auffallendes Wasserbecken umschliesst, in welches das Meer ein- und ausflutet. Die Insel selbst ist, wie alle vulkanischen Berge, aus Schichten von Asche, Schlacken und Lava zusammengesetzt, die nach aussen entsprechend dem flachern Abhange geneigt sind, während nach innen die Wände schroff abfallen und den Durchschnitt durch die aufeinander folgenden mannichfaltigen Schichten erkennen lassen. Die Insel St.-Paul im Indischen Ocean (Fig. 13 u. 14) kann als Beispiel dieser so charakteristischen Form vulkanischer Inseln dienen.

Die weitere Entwickelung einer solchen Insel stimmt



dann vollständig mit der vulkanischer Berge des Festlandes überein. Ein späterer Ausbruch kann in dem alten Krater erfolgen und es erscheint eine neue Insel inmitten des grossen Ringwalles, oder die Eruption bricht seitlich durch und bildet auf dem Abhang des Walles Kegel, oder Inseln in seiner nächsten Umgebung, welche durch zunehmende Vergrösserung sich mit demselben vereinigen können und dadurch seine charakteristische Gestalt verwischen. Es gibt darum Inseln, welche ganz aus vulkanischem Material zusammengesetzt sind, aber in ihrer vielgestaltigen Form und in ihren zahlreichen Bergen doch nicht auf den ersten Blick ihre vulkanische Natur verrathen.

Noch eine andere Art der Entstehung, welche man bisjetzt nur bei Inseln, nicht bei Bergen des festen Landes, nachweisen konnte, hat man bei Santorin beobachtet.

Santorin, eine Inselgruppe des Griechischen Archipels, ist in der Geschichte der Vulkane dadurch merkwürdig, dass der scheinbar erloschene Vulkan nach langen Zeiträumen wiederholt in Eruption gerieth und dabei mehrfach Inselbildungen vorkamen, von denen ein Theil rasch wieder zerstört wurde, während andere eine dauerhafte Existenz gewannen. Die neue Insel Georgios entstand daselbst 1866 durch Laven, welche aus dem Meeresboden hervorbrachen, aber in Berührung mit dem Wasser an der Oberfläche rasch eine feste Rinde erhielten, während durch immer neues Hervorquellen grosser Lavamassen der erstarrte Theil gehoben wurde und so, mehr und mehr anschwellend, über dem Meere als feste Insel sichtbar wurde. Die Dämpfe, welche mit der Lava aus derselben Oeffnung aufgestiegen waren, wurden später durch die Ausbreitung der Lava gehindert und mussten die dicken Massen derselben durchbrechen. Das konnte nur durch Explosionen geschehen, welche Stücke der Lava als Schlacken losrissen und in die Höhe schleuderten. So entstand erst auf dem Rücken der festen, aus Lava

bestehenden Unterlage der eigentliche Eruptionskegel mit Krater.

Die Bedingungen, welche zu dieser Art von Inselbildung führen, sind noch nicht ganz festgestellt. Jedenfalls muss die Lava submarin ausfliessen, damit einerseits dieselbe, durch das rasche Erstarren ihrer Oberfläche, sich nicht als Strom ausbreitet, andererseits das weitere Hervorquellen der Lava nicht verhindert wird. Trachytische Laven, von denen bekannt ist, dass sie eine zähflüssigere Masse besitzen, scheinen dazu mehr, wie andere Laven geeignet.

Dies geht wenigstens daraus hervor, dass auch die grosse erloschene Insel Ischia im Golf von Neapel, bei welcher eine ähnliche Entstehungsgeschichte nachgewiesen werden kann, ebenso wie Georgios trachytische Laven erzeugt hat. Die Grundlage der ganzen Insel besteht aus einer mächtigen, dichten und festen Lavamasse, auf welcher sich aus Schlacken und Asche der hohe Eruptionskegel des Epomeo mit grossem, gegenwärtig theilweise zerstörtem Krater aufbaute. Die von ihm ausgehenden, meist nach Süden gerichteten Lavaströme, wechseln mit zahlreichen Schichten von Bimssteinschlacken ab. Soweit erfolgte die Inselbildung submarin und nur der Kraterwall erhob sich als Insel über das Meer. Mit jener ganzen Region des Mittelländischen Meeres wurde später auch die Insel Ischia zu ihrer gegenwärtigen Höhe gehoben und dadurch auch ihr ehemals submariner Bau sichtbar. Die jüngern Eruptionen erfolgten nicht mehr aus dem Hauptvulkane, dem Epomeo, sondern bildeten ringsumher seitliche Eruptionskegel, die ihre Lavaströme nach allen Richtungen hin aussandten, wodurch die heutige Gestalt der Insel hervorgerufen wurde. Diese Entwickelungsgeschichte der Insel umspannt einen ungeheuern Zeitraum, indem dieselbe in den ältesten Zeiten unserer Erdperiode, im Diluvium begann und bis in die geschichtliche Zeit fortdauerte. Im Jahre 1302 erfolgte der letzte grosse Ausbruch.

Verbreitung der Vulkane.

Die Erfahrung hat gelehrt, dass die geognostische Natur des Bodens vulkanische Eruptionen weder verhindert noch befördert. Dieselben sind vollkommen unabhängig von der Gesteinsbeschaffenheit ihrer Umgebung.

Man kennt daher ebenso wol im Granit (Vulkane der Auvergne, Sangay und viele andere Vulkane in Quito), Gneis (Vulkane des Velay und Vivarais in Frankreich) und Diabas (Insel Palma, Teneriffa, Madeira, Soufrière von Guadeloupe) Vulkane, als in den verschiedenen Sedimentformationen.

Die Awatschinskaja Sopka erhebt sich auf der ältesten, der Silurformation. Die Vulkane der Eifel gehören der grossen rheinischen Devonformation an und haben meist den Thonschiefer und die Grauwacke derselben durchbrochen, während andere (bei Bettingen, Cammersdorf u. s. w.) noch durch den Buntsandstein hindurchgedrungen sind. Im Kalkstein und Gips der Juraformation liegt der Maypo in Chile. Am häufigsten ruhen aber die Vulkane auf tertiären Schichten. Dahin gehören diejenigen des Laacherseegebietes, die erloschenen Vulkane in Mittel- und Süditalien, der Aetna auf Sicilien, viele Vulkane der Philippinen und der Provinz Victoria in Australien u. a. m. Dass auch die aus ganz jungen Ablagerungen bestehenden Gegenden die Erscheinung von Vulkanen nicht ausschliessen, hat der Xorullo gelehrt, welcher 1759 inmitten einer cultivirten Ebene entstand.

Sehr viele Vulkane haben ihre Umgebung weit und breit so sehr mit ihren eigenen Producten überschüttet, dass es nicht möglich ist, über deren Unterlage Aufschluss zu gewinnen.

Obgleich demnach das Vorkommen der Vulkane nicht von dem geognostischen Bau einer Gegend abhängt, so ist doch die geographische Verbreitung derselben

eine so auffallende und gesetzmässige, dass sie mit dem Wesen des Vulkanismus nothwendig in Zusammenhang stehen muss. Ein Blick auf eine Karte, auf welcher die Vulkane verzeichnet sind, lehrt, dass die Vulkane sich in der Nähe grosser Wasseransammlungen, entweder grosser Seen, oder gewöhnlich in der Nähe des Meeres ausgebildet haben. Im Innern der grossen Continentalmassen von Europa, Asien und Afrika kommen keine thätige Vulkane* vor. Ebenso sind Vulkane im ganzen Osten von Nord- und Südamerika, also in dem weitaus grössten Theile dieses Continentes, und im Innern von Australien, soweit dasselbe erforscht ist, eine ganz unbekannte Erscheinung.

Die Mehrzahl aller bekannten Vulkane liegt sogar auf Inseln im Meere und fast alle übrigen dicht an der Meeresküste. Nur in einzelnen Fällen beträgt die Entfernung thätiger Vulkane vom Meere mehr als 20 Meilen (Sangay 28 Meilen, Popocatepetl 33 Meilen). Wo man sonst in grösserer Entfernung von dem Meere Vulkane trifft, gehören dieselben der Regel nach zu den erloschenen. Da in frühern Zeiten die Vertheilung von Wasser und Land nicht immer mit der unserer Tage übereinstimmte, und da in der Umgebung vieler erloschener Vulkane die frühere Existenz grosser Wassermassen schon nachgewiesen ist, so ist es nicht unwahrscheinlich, dass diese erloschenen Vulkane zu jener Zeit thätig waren, als noch das Wasser sich in ihrer Nähe befand, und dass sie vielleicht gerade desshalb erloschen sind, weil dasselbe verschwand. Wenigstens ist gegenwärtig die lebhafteste vulkanische Thätigkeit von der Nähe des Meeres bedingt. Seit 1750, also seit 125 Jahren, sind 139 Eruptionen verschiedener

* Der Dschebbel Koldadschi in Afrika, der 112 Meilen von der Küste des Rothen Meeres liegen soll, würde, wenn sich seine Existenz bestätigt, ebenso wie die Vulkane in Centralasien, der Boschan, Turfan und die Solfatara von Urumtsi, eine Ausnahme machen.

Orte bekannt geworden. Von diesen 139 Vulkanen liegen 98 auf Inseln im Meere und nur 41 auf den Continenten; aber fast alle dieser continentalen Vulkane dicht an der Meeresküste.

Diese Zahlen sprechen so deutlich, dass man sie als den besten Beweis für den innigen Zusammenhang ansehen kann, welcher zwischen der vulkanischen Thätigkeit und der Nähe des Meeres besteht.

Auch in der Anordnung der einzelnen Vulkane untereinander lässt sich in vulkanreichen Gegenden oft eine gewisse Regelmässigkeit nicht verkennen. Man hat in dieser Beziehung Vulkanreihen und Vulkangruppen unterschieden und es lässt sich nicht leugnen, dass besonders die Ausbildung der Vulkanreihen eine sehr auffallende ist, während die Vulkangruppen weniger charakteristisch hervortreten.

Eine der schönsten Vulkanreihen ist die von Quito. Diese einfache Reihe wird in ihrem weitern Verlauf durch das Thal von Quito in zwei parallel gehende Reihen getrennt, welche im ganzen etwa zwanzig grosse Vulkane enthalten. Sie beginnt im Norden mit dem Paramo de Ruiz 4° 57′ nördl. Br. Cumbal, Pinchincha, Carguairazo u. a. gehören ihr an. Der nördlichste Vulkan des östlichen Zweiges ist der Bordonzillo; Antisana, Cotopaxi und Sangay, womit die Reihe im Süden (2° südl. Br.) endigt, folgen auf ihn.

Etwa vierzehn Breitengrade südlicher schliesst sich die aus 15 Vulkanen bestehende Reihe von Peru und Bolivia an, welche von bekanntern Namen den Vulkan Misti und Gualatieri oder Sahama enthält. Die 15 Vulkane sind auf einer Strecke von 105 Meilen vertheilt.

Noch ausgezeichneter ist die Reihe von Chile, mit mindestens 34 Vulkanen, welche von 30° 5′ südl. Br. bis 43° 50′ südl. Br. reicht. Ihr gehören die Vulkane Maypo, Antuco, Pisé u. s. w. an, Berge, welche den höchsten der Erde nahe kommen.

Wie Südamerika im Süden, so bietet Kamtschatka im Norden ein ausgezeichnetes Beispiel einer Vulkanreihe

dar. Unter den 38 Vulkanen dieser Halbinsel sind viele berühmte Namen und gerade diese, Schewelutsch, Kliutschewskaja, Semätsch, Awatscha, Asatscha, gehören alle der im Osten liegenden Reihe an, wo inmitten des Schnees und des ewigen Eises an Hunderten verschiedener Stellen Dämpfe heisser Quellen aufsteigen und der Feuerschein thätiger Kratere die lange Nacht jener Regionen erhellt.

Vulkanreihen, die weniger schön und regelmässig ausgebildet sind, lassen sich aus allen Theilen der Erde aufzählen. Richtet man den Blick nur auf die Verhältnisse im grossen und ganzen, dann sieht man den ganzen Osten und Südosten von Asien von einem ungeheuern Vulkangürtel begrenzt, welcher theils am Rande des Continentes, theils auf den dem Festlande benachbarten Inseln liegt. Er beginnt hoch im Norden auf Kamtschatka, etwa unter 62° nördl. Br., erstreckt sich über die Kurilen, die japanischen Inseln und die Philippinen zu den Molukken und Sundainseln, wo er, etwa unter 6° südl. Br., endigt. Es ist die vulkanreichste Gegend der Erde, in welcher es wahrscheinlich mehr Vulkane gibt, wie auf der ganzen übrigen Erde.

Ebenso wird der Continent von Amerika im Westen auf seiner ganzen Längenausdehnung von Vulkanen begrenzt, welche eigentlich nur eine, durch kleinere oder grössere Zwischenräume unterbrochene Reihe darstellen. Die Vulkane von Alaschka machen den Anfang und an diese schliesst sich das Cascadengebirge mit etwa sechzehn Vulkanen an. Südlich davon folgen in der Sierra Nevada und Oregon erloschene Vulkane, und ebenso in den Rocky Mountains. In Nevada soll sich sogar 1873 ein Vulkan noch thätig gezeigt haben. Die Verbindung zwischen dem nördlichen und südlichen Theil der Vulkanreihe wird durch die Vulkane in Mexico hergestellt, welche jedoch eine selbstständige, von West nach Ost sich erstreckende Reihe bilden. Von dem Soconusco in Mexico zum Coseguina und von diesem

zum Chirriqui dehnt sich die Reihe von Centralamerika aus. Nach einer Unterbrechung von beiläufig fünf Breitengraden beginnen die früher geschilderten Reihen von Südamerika.

Demnach ist fast die ganze Westküste von Amerika, etwa vom 62° nördl. Br. bis zum 43° südl. Br. mit theils erloschenen, theils noch thätigen Vulkanen besetzt. Die Längenausdehnung, von den Grenzen des nördlichen Polarmeeres, durch die gemässigte und heisse Zone hindurch, bis tief in den Süden der südlichen Halbkugel, ist eine so ungeheure, dass ihr gegenüber alle Unregelmässigkeiten und selbst die zwischen den einzelnen Reihen sich befindenden vulkanfreien Zwischenräume fast verschwinden und man diese Vulkane im wesentlichen als Glieder einer einzigen grossen Reihe, die eine Länge von mehr als 1500 Meilen besitzt, auffassen kann.

Weniger Charakteristisches bieten die Vulkangruppen. Vulkanen ohne bestimmte Zahl und Ordnung, aber untereinander nicht allzu fern gelegen, hat man diesen Namen gegeben. Die Gallopagosinseln bestehen aus einer ausgezeichneten Gruppe vulkanischer Inseln mit mehrern tausend Krateren. Durch Grossartigkeit der Vulkane sowol, wie durch lebhafte Thätigkeit erscheint die Vulkangruppe der Sandwichsinseln hervorragend. Der Mauna Loa auf Hawaï enthält einen grossen Lavasee und ungeheure Eruptionen brechen zuweilen aus ihm hervor. Der Kea, ein anderer Vulkan dieser Insel (13,089 pariser Fuss hoch), ist einer der höchsten Vulkane und einer der höchsten auf Inseln gelegenen Berge der Erde.

Die Azoren, Capverdische und Canarische Inseln sind Beispiele von Vulkangruppen des Atlantischen Oceans.

Ein Ueberblick über die geographische Vertheilung der Vulkane zeigt, dass die Vulkanreihen hauptsächlich auf den Continenten oder den continentalen Inseln, die sich längs der Küsten grosser Continente erstrecken,

ausgebildet sind, während die Vulkangruppen mitten im Meere liegen.

Aus dieser Beobachtung, im Zusammenhang mit dem früher gewonnenen Resultate, wonach die Thätigkeit der Vulkane von der Anwesenheit grosser Wassermassen, besonders von der des Meeres, abhängig ist, ergibt sich auch die wahrscheinliche Veranlassung zu der regelmässigen Anordnung der Vulkane in Reihen und Gruppen.

Ist es richtig, was die Statistik der gegenwärtig thätigen Vulkane lehrt, dass Vulkane nur unter Mitwirkung des Meereswassers entstehen und ihre Thätigkeit längere Zeit fortsetzen können, so müssen eben die Vulkane des Festlandes sich in der Nähe der Küste ausbilden, und wenn sie zahlreich sind, ordnen sie sich in einer mehr oder weniger deutlichen Reihe, welche ungefähr die Richtung der gegenwärtigen oder frühern Küste angibt. Berücksichtigt man noch, dass die Gestaltung der Küsten sich vielfach ändert und dass die Vulkane zum Theil schon vor sehr langen Zeiträumen entstanden sind, wo continentale Inseln noch zum Festlande gehörten und an andern Stellen sich die Küsten viel weniger weit erstreckten, wie jetzt, so tritt die Uebereinstimmung zwischen dem Verlaufe der Vulkanreihen und dem der Küsten, und damit auch die Ursache der Existenz von Vulkanreihen viel deutlicher hervor.

Eine scheinbare, aber sehr auffallende Ausnahme macht die Inselreihe der Aleuten mit ihrem halben Hundert Vulkanen, indem dieselbe sich nicht der Küste eines Continents anschmiegt, sondern quer durch den Ocean Asien und Amerika verbindet. Allein diese Inseln bestehen nur aus den höchsten Punkten eines mächtigen Dammes, der sich unter der Meeresfläche erhebt und das nördliche Eismeer von dem Grossen Ocean scheidet. Wir haben es daher wahrscheinlich mit einem versunkenen Lande zu thun, dessen höchste nicht vulkanische Berggipfel ebenfalls noch über das Meer emporragen.

Diese Erklärung der Vulkanreihen schliesst nicht aus, dass Gebirge die innere Architektur des Erdkörpers in der Art veränderten, dass gerade dort der Durchbruch der Vulkane erleichtert wurde und die Glieder mancher Vulkanreihen, wo es Gebirgsketten in der Nähe des Meeres gibt, sich am Fusse, dem Abhange, oder gar auf dem Rücken eines nicht vulkanischen Gebirges erheben.

Der Grund der Entstehung von Vulkangruppen ist darnach ein sehr einfacher. Gruppen von Vulkanen haben sich überall da gebildet, wo keine Veranlassung zur Reihenbildung gegeben war. Sie liegen meist im Meere, also inmitten des für ihre Existenz nothwendigen Elementes; damit fällt jeder Zwang zu einer regelmässigen Ordnung weg. Die einzelnen Vulkane brachen an jenen Stellen durch, welche ihnen die geringsten Hindernisse entgegensetzten. Auf diese Weise sammelte sich eine unbestimmte Zahl selbstständiger Vulkane allmählich zu einer regelmässigen Gruppe.

Zahl der Vulkane.

Bisher hat die Zahl der bekannten Vulkane mit den Fortschritten der Geographie stets zugenommen, indem gerade von den wenig gekannten Gegenden der Erde ein grosser Theil zu den vulkanreichsten Ländern gehört. Aeltere Autoren haben demgemäss weniger Vulkane angegeben, als wir jetzt aufzuzählen im Stande sind. Werner kannte 193 Vulkane und selbst Alexander von Humboldt wusste nur von 407 Vulkanen, unter denen 225 thätige, während gegenwärtig mehrere tausend vulkanische Berge bekannt sind. Eine genaue Zahl lässt sich jedoch nicht angeben, weil die in Ruhe befindlichen Vulkane oft nur von Sachverständigen erkannt werden können und weil von den Eingeborenen mancher Länder alle kegelförmige Berge als Vulkane bezeichnet werden.

Wenn wir uns darum auf die Angabe der thätigen Vulkane beschränken, so stossen wir selbst dabei auf die grosse Schwierigkeit, die erloschenen Vulkane von den thätigen zu trennen. Die meisten Vulkane unterbrechen zeitweise ihre Thätigkeit und die Länge der dadurch entstehenden Ruheperioden steigt von wenigen Wochen auf viele Jahre, selbst auf mehr als ein Jahrhundert. Da in der Zeit der Ruhe ein thätiger Vulkan einem erloschenen vollständig gleichen kann, so herrscht bei länger andauernder Unthätigkeit grosse Unsicherheit über den wirklichen Zustand des Berges. Es bleibt nichts übrig, als durch eine willkürlich gezogene Grenze die in Ruhe befindlichen Vulkane von den wirklich erloschenen zu trennen. Wählen wir dazu eine dreihundert Jahre andauernde Ruheperiode, so werden wir der Wahrheit möglichst nahe kommen, obgleich einzelne Irrthümer nicht ausgeschlossen sind. Manche der Vulkane, welche ihre Thätigkeit noch nicht dreihundert Jahre eingestellt haben, werden trotzdem nie wieder erwachen; andere, die man mit vollem Recht für erloschen hält, können doch, wie gerade die jüngste Vergangenheit gezeigt hat, wieder der Sitz einer lebhaften Eruptionsthätigkeit werden.

Tabelle der thätigen Vulkane.

Europa.

	Zahl.
Festland. (Vesuv).	1
Inseln des Mittelländischen Meeres (Stromboli, Volcano, Aetna, Nisyros, Santorin, submariner Vulkan von Ferdinandea)	6

Afrika.

Festland	17
Auf den continentalen Inseln und in der Nähe der Küsten	10

Asien.

	Zahl.
Westasien	5
Arabien	1
Centralasien	5
Submariner Vulkan bei Pondichery	1
Kamtschatka	12

Nordamerika.

Alaschka	3
Festland der Vereinigten Staaten	8
Mexico	9

Centralamerika.

Guatemala	6
San-Salvador	4
Honduras	1
Nicaragua	10
Costa-Rica	4

Südamerika.

Quito	14
Peru und Bolivia	6
Chile	17

Australische Gruppe.

Neuguinea	3
Neuholland	—
Neuseeland	3

Inseln.

Aleuten	31
Kurilen	10
Japanische Inseln	17
Zwischen Japan und den Philippinen	8
Südasiatische Inseln (Philippinen, Sundainseln, Molukken)	49
Island	9
Jan Mayen	2
Azoren	6
Canarische Inseln	3

	Zahl.
Capverdische Inseln	1
Antillen	6
Submarine Vulkane zerstreut im Atlantischen Ocean	3
Vulkane im Indischen Ocean	5
Vulkane im Grossen Ocean	25
Südliches Polarmeer	2
	323.

Die Thätigkeit der Vulkane.

Erloschene Vulkane und Solfataren.

Die Dauer der Vulkane ist keine unbegrenzte, obgleich dieselbe erfahrungsmässig in einzelnen Fällen viele Jahrtausende währen kann.

Wenn die Thätigkeit erloschen ist, hört eigentlich die Existenz des Vulkans auf, allein er hat unverlöschliche Spuren hinterlassen und wir sind gewohnt auch den vulkanischen Berg, welcher nicht mehr der Sitz vulkanischer Thätigkeit ist, doch noch immer als Vulkan zu bezeichnen. Der Berg mit seiner charakteristischen Form erinnert immer noch an die Ereignisse der Vergangenheit, ja der gähnende Kraterschlund scheint jeden Augenblick bereit sich wieder den verderbensprühenden Mächten der Unterwelt zu öffnen. Ausgebrannt und von jeder Vegetation entblösst, erscheint der Berg und seine Umgebung, soweit die Producte der Eruptionen sie bedecken, noch lange Zeit, nachdem auch die letzte Spur von Thätigkeit erloschen ist; Lavaströme, die vor Jahrhunderten ergossen wurden, sehen öde und kahl aus, als wenn sie erst vor wenig Tagen erstarrt wären.

Der grosse Lavastrom Arso, der letzte, welchen der Vulkan Epomeo auf der Insel Ischia im Jahre 1302

ergossen hat, scheint noch heute, nach fast 600 Jahren, von den zerstörenden Einflüssen der Verwitterung unberührt und das Auge Kundiger liest aus ihm die versteinerte Geschichte jener Tage.

In noch viel grösserer Ferne liegt die Thätigkeit der Vulkane in Centralfrankreich abgeschlossen, und doch, wer die Reihe der Puys in der Auvergne zum ersten male erblickt, wird sich kaum dem tiefen Eindruck entziehen können, welchen dieses Bild grossartiger Verwüstung und Oede hervorruft.

Kaum bedarf es naturwissenschaftlicher Kenntnisse, um in dem ungewöhnlichen Anblick eines längst erloschenen vulkanischen Gebietes die wahre Natur des Landes zu erkennen.

Oestlich von Smyrna in Kleinasien befindet sich eine vor unmessbaren Zeiten erloschene vulkanische Gegend. Schon die Griechen haben in dem Namen (Katakekaumene = ausgebranntes Land) die, aus dem fremdartigen Eindruck geflossene richtige Erkenntniss von ihrer Beschaffenheit wiedergegeben, und noch heute, nachdem abermals ein paar Jahrtausende verflossen sind, empfängt der Besucher noch denselben Eindruck, der schon zu dem griechischen Namen geführt hat.

Die Kraterkessel erloschener Vulkane bilden den natürlichen Sammelpunkt des Wassers. Die feine vulkanische Asche nimmt oft, in Berührung mit Wasser, die Eigenschaften eines trefflichen Kittes an und verschliesst alle Oeffnungen der Kraterwände, wodurch der Abfluss des Wassers verhindert wird.

Aus der Ansammlung des Regenwassers entsteht nach und nach ein See, welcher sich durch die regelmässige Gestalt seiner Umrisse und durch den Mangel eines Zu- und Abflusses auszeichnet. Da eine solche Wasseransammlung nur allmählich, ungestört durch Eruptionen, welche den Krater zu ihrem Ausweg benutzen, stattfinden kann, so ist ein Kratersee gewöhnlich das Zeichen eines erloschenen Vulkans. Die Vulkane Te-

…r Widodarin
…seen bekannt.
…schenen Zu-
…tzliche Erup-
…derstreit von

… (1817) haben

…gkeit ist die
…gross und man
…eiden.
… Thätigkeit, in
… Neapel schon



sehr lange verharrt, hat man nach diesem kleinen Vulkane die Solfatarenthätigkeit genannt.

Sie besteht hauptsächlich in der Entwickelung verschiedener Gase und Dämpfe.

Aus dem Boden, zum Theil aber auch aus den Wänden des Kraters steigen die Dämpfe aus zahlreichen Oeffnungen mit zischendem Geräusch empor und deuten dadurch die Kraft an, mit der sie sich zwischen den feinen Spalten hindurchpressen. Selten ist ihre Masse gross genug, um eine dichte Dampfsäule zu bilden; gewöhnlich schweben sie bei ruhiger Atmosphäre als kleine weisse Wolke über dem Gipfel des Berges oder über der Kratermündung; oft ist aber auch ihre Menge so gering und die Oeffnungen, aus denen sie aufsteigen, untereinander so entfernt, dass sich die Dämpfe rasch in der Luft auflösen und aus der Ferne nicht gesehen werden können.

Die Spannkraft der Gase und Dämpfe reicht demnach in dem Solfatarenzustande nicht hin, um sich einen freien Weg durch die lockern Gesteine des Berges zu bahnen und darum vertheilen sie sich in zahlreiche Gas- und Dampfquellen, welche Fumarolen genannt werden, und aus den in dem Gestein schon vorhandenen Rissen oder Spalten aufsteigen. Die Dampfentwickelung beschränkt sich nicht einmal ganz auf den Krater, sondern man kann sogar an dem äussern Abhange des Berges hier und da, bis an den Fuss herab, einzelne Fumarolen finden.

Die Solfatara von Puzzuoli hat nicht allein ihren Namen dieser Art von Thätigkeit geliehen, die an ihr sich zutragenden Erscheinungen bleiben auch stets die charakteristischen aller andern Solfataren.

Sie erhebt sich nur wenige Schritte von dem Golfe von Bajä und ist an ihrem Fusse von zahlreichen heissen Quellen umgeben, während an ihrem Abhange aus einzelnen Spalten Dämpfe hervorbrechen. Der Gipfel trägt einen verhältnissmässig grossen Krater (1500 Fuss im Durchmesser), dessen flacher Boden an

seinem dumpfdröhnenden Klang die darunter befindlichen Höhlungen erkennen lässt. An vielen Stellen desselben und ebenso an den steilen Kraterwänden steigen Fumarolen auf. Am lebhaftesten ist eine grosse Höhlung am südöstlichen Rande.

Unter der grossen Zahl von Vulkanen, die sich im Solfatarenzustand befinden, gehören zu den bekanntesten: die Insel Volcano bei Sicilien, die Soufrière von Guadeloupe, der Vulkan von St.-Vincent in Westindien und die grosse Solfatara von Urumtsi in Centralasien.

Alle Solfataren zeigen die gleichen Aeusserungen vulkanischer Thätigkeit, wie die Solfatara von Puzzuoli, obgleich die Lebhaftigkeit derselben, die Menge der Dämpfe, oder das Vorherrschen von Wasserdampf oder der Fumarolengase, die Solfataren sowol untereinander, als auch jede einzelne in verschiedenen Perioden, sehr mannichfaltig erscheinen lässt.

Wenn auch die Entwickelung von Gasen und Dämpfen an den Solfataren wenig auffallend ist, so pflegt doch der Anblick des Berges und des Kraters um so mehr die Aufmerksamkeit auf sich zu lenken. Die scharfen ätzenden Gase greifen das Gestein an; dasselbe wird mürbe und erhält eine blendendweisse Farbe. Aus dem durch seinen, an faule Eier erinnernden Geruch leicht kenntlichen Schwefelwasserstoffgas, und aus der scharf und stechend riechenden schwefeligen Säure, welche unter den Exhalationen neben dem Wasserdampf vorherrschen, setzt sich Schwefel in dünnen, hellgelb gefärbten Krusten ab. Dazu gesellen sich andere Niederschläge in grünen, rothen und braunen Farben, sodass das blendendweisse Gestein mit seinen bunten Sublimationen fernhin die Stellen anzeigt, in deren Umgebung die Solfatarengase ausströmen.

Ohne ihre Thätigkeit ganz einzustellen, können solche Solfataren sehr lange in diesem Zustande verharren. Gerade die bekannteste unter ihnen, die Solfatara von Puzzuoli, ist seit den ältesten Zeiten der Geschichte in der geschilderten Weise thätig. Nur einmal in

dieser Zeit sammelte sie ihre Kräfte zu einer wirklichen Eruption, im Jahre 1198; vorher und nachher zeigte sie dagegen nur die gewöhnlichen Solfatarenerscheinungen.

Wol gibt es noch andere Vulkane, deren eigentlicher Charakter der Solfatarenzustand ist und die doch hier und da ihre Thätigkeit bis zu Eruptionen steigerten. Die Insel Volcano, von jeher als Solfatara bekannt, hatte 1786 einen Ausbruch und der Vulkan St.-Vincent in Westindien, gleichfalls eine echte Solfatara, ging doch 1718 und 1812 in Eruption über. Allein bei allen diesen Vulkanen kann ein Ausbruch nur unter ganz aussergewöhnlichen Umständen zu Stande kommen und Jahrhunderte hindurch ist die Solfatarenthätigkeit ununterbrochen, wodurch sie sich eben als echte Solfataren zu erkennen geben.

Auch andere Vulkane können vorübergehend in den Solfatarenzustand versetzt werden. Dies geschieht gewöhnlich zwischen zwei Eruptionen und dauert bisweilen kurze, manchmal aber auch lange Zeit. Die Erscheinungen an dem vulkanischen Berge stimmen dann auf das Genaueste mit denen der echten Solfataren überein.

Eine solche zeitweise Solfatarenthätigkeit kommt an der Mehrzahl der activen Vulkane vor und dieselbe erscheint gleichsam nur als eine Ruhepause, in welcher sich die Kraft des Vulkans von neuem sammelt, um wieder mit aller Macht auszubrechen.

Ebenso gut kann aber auch die Solfatarenthätigkeit in den erloschenen Zustand überleiten. Hier ist dieselbe also ein Anzeichen des definitiven Erlöschens des vulkanischen Processes und sie nimmt selbst nach und nach an Energie ab, bis schliesslich nur noch die Form des Berges und das Material, aus dem er besteht, die Ereignisse der Vergangenheit verkünden.

Da die Solfatarenthätigkeit nur in der Entwickelung von Gasen und Dämpfen besteht und deren Menge vielfach von untergeordneten Einflüssen und localen Um-

ständen abhängt, so ist die grössere oder geringere Energie der Solfataren hauptsächlich nur aus der chemischen Natur der Fumarolengase zu entnehmen.

Dabei kommen besonders folgende Bestandtheile in Betracht:

1. Wasserdampf, der alle andern Bestandtheile zusammen an Menge weit übertrifft.

2. Kohlensäure, welche sich in dem Gasgemenge nicht durch hervorstechende Eigenschaften leicht bemerkbar macht, sondern trotz ihrer grossen Menge erst durch eine chemische Untersuchung nachgewiesen werden kann. Wo dieselbe jedoch gemeinschaftlich mit Wasser hervorbricht, ist sie, wie in den kohlensäurehaltigen Getränken, dem Sodawasser, dem Champagner, dem Biere u. s. w., durch ihr perlendes Aufsteigen in kleinen Gasblasen kenntlich.

3. Schwefelwasserstoffgas; der früher erwähnte Geruch von faulen Eiern verräth seine Anwesenheit auch in sehr kleinen Mengen.

4. Schwefelige Säure. Auch dieses Gas ist jedermann durch den scharfen, stechenden Geruch bekannt, der sich bei brennendem Schwefel verbreitet.

5. Salmiak, Eisenchlorid, Schwefelverbindungen des Arsens, Borsäure, Kupferchlorid. Diese Bestandtheile sind mehr zufälliger Natur und können bei einzelnen Vulkanen ganz oder theilweise fehlen, sie sind aber hauptsächlich die Veranlassung zu den bunten Niederschlägen, die in so auffälligerweise in der Umgebung der Fumarolen erscheinen.

Solange die Solfataren ihre ganze Kraft entfalten, pflegen die Bestandtheile aller hier genannten Gruppen in gas- oder dampfförmigem Zustande aufzusteigen. Durch ihre Berührung und Vermischung untereinander werden zahlreiche chemische Processe eingeleitet, die aus ihnen neue Verbindungen erzeugen, welche einerseits als Gase in die Luft übergehen, andererseits in mannichfachen Sublimationen die verschiedenartigen Mineralien bilden, welche sich auf der Oberfläche des

Gesteins in der Nähe der Fumarolen niederlassen. Besonders tritt bei der Berührung der beiden Schwefelverbindungen, schwefelige Säure und Schwefelwasserstoff, eine lebhafte Zersetzung ein, wodurch der in ihnen enthaltene Schwefel ausgeschieden wird. Die Erzeugung ansehnlicher Schwefelmassen gehört darum zu den charakteristischsten und am meisten in die Augen fallenden Kennzeichen dieser Art der Solfatarenthätigkeit. In manchen Ländern wird der gesammte Schwefelverbrauch durch die immer neue Production desselben durch die Vulkane gedeckt. Einige arabische Vulkane, darunter der Dufan, zeichnen sich in dieser Beziehung ebenso aus, wie der Patuha auf Java und die Solfatara von Krisuvik auf Island.

Bildet die Solfatarenthätigkeit nur den Uebergang zu dem erloschenen Zustand, so verschwinden aus ihren Producten zunächst die kleinen Mengen der in der fünften Gruppe aufgezählten Stoffe und die schwefelige Säure. Die Schwefelbildung wird dabei sehr beschränkt, obgleich der Schwefelwasserstoff, der immer noch in grossen Massen aufsteigt, zum wenigsten noch geringfügige Schwefelablagerungen hervorruft.

Auch auf dieser Stufe kann sich die Thätigkeit sehr lange erhalten, bis das allmähliche Erlöschen weitere Fortschritte macht.

Ein solcher besteht in dem Verschwinden des Schwefelwasserstoffs aus den Fumarolen. Dann sind es nur noch Wasserdämpfe und Kohlensäure, welche diese Stufe der Thätigkeit kennzeichnen. Die Kohlensäure ist entweder den Dämpfen beigemischt, oder steigt ganz unscheinbar und wenig beachtet aus zahlreichen feinen Rissen des Bodens als Gas in die Luft empor.

Das letzte Stadium der Thätigkeit wird durch ein so starkes Sinken der Temperatur angedeutet, dass das Wasser nicht mehr als Dampf erscheint. Die Kohlensäure hält am längsten aus. Sie entwickelt sich noch immer aus dem vulkanischen Berge, hauptsächlich aber an seinem Fusse und in seiner Umgebung, als Gas, oder

in Gemeinschaft mit Wasser, als kohlensäurehaltige warme oder kalte Quelle (Sauerquelle). Todt und starr liegt schon längst der Berg da und die Erinnerung seiner einstigen Macht ist geschwunden, aber noch durch die fernen Jahrhunderte spendet der Boden die heilsamen warmen Quellen und das erfrischende Sauerwasser.

Der vulkanischen Natur des Bodens verdanken die rheinische Eifel und das Gebiet des Laachersees ihren ausserordentlichen Reichthum an solchen Quellen und die berühmten Thermen der Insel Ischia, oder die, schon von den Römern hochgeschätzten heissen Quellen in der Nähe von Bajä und Puzzuoli sind die letzten Reste der vor Jahrtausenden hier thätigen Vulkane.

Da warmes und Kohlensäure enthaltendes Wasser eine viel grössere Lösungskraft besitzt, wie reines kaltes Wasser, so lösen jene vulkanische Quellen die verschiedensten Stoffe in der Erde und alle die Salze auf, welche die vulkanische Thätigkeit zwischen den Gesteinen abgelagert hat. Darum erfreuen sich auch diese Gegenden einer grossen Zahl kräftiger und mannichfaltiger Mineralquellen.

Die permanenten Solfataren scheinen unveränderlich. Die neuern chemischen Untersuchungen haben aber auch bei ihnen kleine Schwankungen, eine Ab- und Zunahme ihrer Energie nachgewiesen, welche sich ebenso in der Zahl der Fumarolen, als in der Veränderung deren Producte kundgibt.

In der Solfatara von Puzzuoli gibt es Fumarolen, aus welchen nur Kohlensäure und Wasserdampf ausströmt, während die sie umgebenden Schwefelablagerungen die frühere Anwesenheit von Schwefelwasserstoff verrathen. An der grossen Fumarole wechseln selbst in wenig Tagen die Temperatur sowol, wie die ihr entströmenden Gase, indem neben dem Schwefelwasserstoff manchmal schwefelige Säure fehlt, manchmal, nebst andern, weniger auffallenden Stoffen, in erheblicher Menge vorhanden ist. Selbst in der chemischen Zusammensetzung und der Temperatur der Mineralquellen

am Fusse des Berges lassen sich kleine Schwankungen beobachten. Das Gleiche würde sich bei andern permanenten Solfataren ergeben, wenn dieselben eine so gründliche Untersuchung, wie die durch ihre günstige Lage und durch die Schönheit der Natur so bevorzugten Vulkane Italiens, erfahren hätten.

Erstaunlich und sehr beachtenswerth ist die grosse Menge des Wasserdampfes, welche eine Solfatara fortwährend ausstösst. Selbst eine einzige Fumarole ist eine ergiebige Quelle desselben.

Auf Pantellaria, einer sehr wasserarmen Insel, pflegen die Hirten Gesträucher vor die Fumarolen zu legen, damit die Dämpfe, indem sie langsam hindurchstreichen, sich abkühlen und zu Wasser verdichten. Auf diese Weise gewinnen sie den nöthigen Wasservorrath, um ihre Heerden zu tränken.

An einer einzigen Solfatara können viele Hunderte solcher Fumarolen Tag und Nacht ununterbrochen durch Jahrtausende thätig sein. Dazu gehören ungeheuere Wassermassen, in deren Verbrauch ein wesentlicher Theil der Solfatarenthätigkeit besteht. Bei den höhern Graden vulkanischer Thätigkeit nehmen die Fumarolen noch in demselben Grade zu, wie alle andern Erscheinungen sich verstärken.

Thätige Vulkane.

Solfataren, welche durch viele Jahre hindurch Gase und Dämpfe ausstossen und mineralische Sublimationen bilden, können nicht für blosse Nachwirkungen früherer Eruptionen gelten. Sie legen durch ihre wechselnden Producte, die eine Zu- und Abnahme der Energie andeuten, Zeugniss von einem, wenn auch in schwächerm Grade, fortwirkenden vulkanischen Processe ab. Dennoch versteht man der Regel nach unter vulkanischer Thätigkeit einen zweiten und höhern Grad der Thätig-

[illegible] nder Ge-
[illegible]
[illegible] n gewöhn-
[illegible] zahlreiche
[illegible] gen schon
[illegible] ck gelan-
[illegible] Thätigkeit
[illegible]

[illegible] ich starke
[illegible] ze Krater-
[illegible] das Innere
[illegible] n Wolken
[illegible] Gipfel des
[illegible] hafte Thä-
[illegible] schädliche
[illegible] chwefelige
[illegible] dass auch
[illegible] der Thä-
[illegible] tung der
[illegible] wird. Nur
[illegible] nach einer
[illegible] ungen der
[illegible] lick in die
[illegible] en.

[illegible] Dampfwol-
[illegible] nicht aus
[illegible] erten von
[illegible] Boden be-
[illegible] va, welche
[illegible] die klei-
[illegible] inigen sich
[illegible] sen Dampf-
[illegible] ungen mit
[illegible] zelne Fu-
[illegible] Die Thä-
[illegible] gen Lärm,
[illegible] arbeiten-
[illegible] n.



Die aus der Lava hervordrängenden Dämpfe versetzen dieselbe in eine brodelnde Bewegung und reissen, mit puffendem Geräusch, einzelne Stücke davon los, welche als glühende Schlacken in die Höhe geschleudert werden. Dieselben fallen zum grössten Theil in den Krater zurück; andere stürzen prasselnd auf den Bergabhang nieder und verstärken dadurch das, aus so mannichfaltigen Tönen zusammengesetzte wirre Getöse.

Indem die Lava erscheint, ist der am Boden des Kraters mündende Eruptionskanal, welcher die eigentliche Verbindung zwischen dem vulkanischen Herde und der Oberfläche herstellt, aber im erloschenen Zustand oder bei der Solfatarenthätigkeit geschlossen und unkenntlich bleibt, geöffnet. Die Lava wird von den Dämpfen in ihm emporgehoben und ist unter günstigen Umständen in der Tiefe des Kraters als hellglühende Masse sichtbar. Langsam steigt sie, sich aufblähend, empor, bis plötzlich, knatternd oder puffend, eine dichte weisse Dampfmasse sich aus ihr losringt und mit den Dampfwolken der Fumarolen vereinigt. Darauf sinkt die Lava tiefer zurück, bis der Vorgang sich von neuem wiederholt. Je zähflüssiger die Lava, desto gewaltsamer sind die Dampfexplosionen und desto grösser oder zahlreicher die losgerissenen Schlacken.

Tritt die Lava massenhafter auf, so drängt sie sich bis in den Krater. Die den Kessel mehr und mehr erfüllende Glut wird in beständiger Wallung und Bewegung erhalten. Die allerwärts aus ihr aufsteigenden Dämpfe gestatten ihr keine Ruhe und sobald ihre Oberfläche etwas zu erkalten beginnt, was sich durch eine dunklere Rothglut bemerkbar macht, wird dieselbe von der stets nachschiebenden frischen Lava durchbrochen, die erstarrende Oberfläche in die Tiefen des Feuerheerdes hinabgezogen und die soeben aufgestiegene Lava breitet sich oben aus.

Es entsteht also in der Lavamasse die gleiche Circulation, die in jeder Flüssigkeit, welche sich an der

Oberfläche abkühlt und unten fortwährend erhitzt wird, sich bildet. Durch die dunkle Rothglut der erkaltenden Oberfläche und durch den lebhaften Glanz der neu aufsteigenden Lava wird diese Circulation der beweglichen Masse sichtbar.

Die den Krater anfüllende Lava wirft ihren Widerschein auf die Kraterwände und die über denselben schwebenden weissen Dampfwolken, wodurch dieselben in dunkler Rothglut erglänzen, aber hell aufleuchten, sobald frische Lava in weissglühendem Zustande an die Oberfläche kommt.

Die Ansammlung von Lava in dem Kraterkessel übt einen starken Druck auf die fast nur aus lockern Schlacken und Asche aufgeschütteten Seitenwände, wodurch dieselben nicht selten bersten und die Lava aus dem dadurch entstandenen Spalt ausfliesst und am Abhange des Berges als Lavastrom erscheint.

Es kommen also selbst Lavaströme vor, ohne dass man gerade von einer Eruption zu sprechen berechtigt ist; nur ist ihr Verlauf kein so stürmischer, wie bei den wirklichen Eruptionen. Ruhig ergiesst sich die Lava aus dem Vulkan und langsam wälzt sie sich über seinen Abhang hinab.

Der Stromboli, auf einer der Liparischen Inseln im Mittelländischen Meere gelegen, ist der einzige in ununterbrochener Thätigkeit begriffene Vulkan Europas. Der Krater, welcher ungefähr 2000 Fuss im Durchmesser besitzt, liegt auf dem Gipfel des 2775 Fuss hohen Berges und in ihm sind gewöhnlich drei Oeffnungen thätig. Aus der ersten steigen nur grosse Dampfmassen auf, die sich zu dichten Wolken zusammenballen und durch die Sublimationen in ihrer Umgebung sowol, wie durch ihren heftigen Geruch, die Anwesenheit der eigentlichen Solfatarengase zu erkennen geben. Aus der zweiten Oeffnung erfolgt der Schlackenauswurf. Diese Mündung steht etwas schräg und infolge davon werden auch die Schlacken in schräger Richtung ausgeworfen, fliegen zum Theil über die

Grenzen des Berges hinaus und fallen so in das Meer hinab. Die dritte Oeffnung dient der leichtflüssigen Lava zum Ausweg. Gewöhnlich strömt dieselbe ruhig über und ergiesst sich als kleiner Lavastrom über den Abhang. Ruhig und sanft, einer Quelle vergleichbar, fliesst die Lava aus der Mündung und schiebt die langsam erkaltende Spitze des Stromes vorwärts. Vorn lösen sich einzelne fest gewordene, aber oft noch rothglühende Schlacken los und springen, lebhaft hüpfend, indem sie hellklingend auf das harte Gestein aufschlagen, über den steilen Berg herab. — Doch gibt es auch Perioden, in denen ein grösserer Widerstand gegen den Lavaerguss in der Gewaltsamkeit mit der die einzelnen Erscheinungen sich zur Geltung bringen, bemerkbar wird.

Der Stromboli gilt als Vorbild der hauptsächlich durch Schlackenbildung charakterisirten vulkanischen Thätigkeit. Man hat darum auch den Namen Strombolithätigkeit zur Bezeichnung jeder gleichartigen Thätigkeit einzuführen versucht, wie der Name Solfatarenthätigkeit für denjenigen Zustand aller Vulkane gilt, welcher mit dem der Solfatara von Puzzuoli übereinstimmt. Eine Strombolithätigkeit ist aber nicht nur an stets thätigen Vulkanen möglich, sondern tritt periodisch auch an andern Vulkanen ein.

So war der Vesuv von 1865 — 72 in einer solchen Periode der Strombolithätigkeit begriffen, obgleich er auch in diesem Zeitraume eine sehr wechselnde Energie bethätigte und dieselbe bisweilen fast zu jener der Solfatara herabsank, während sie sich hier und da bis zu den Grenzen einer Eruption steigerte.

Im Jahre 1864 glich der Vesuv vollkommen einem erloschenen Vulkane. Auf seinem Gipfel befand sich ein grosser Krater, der sich fortwährend durch Einsturz seiner Ränder noch erweiterte. Der Boden besass zwar noch eine so bedeutende Hitze, dass das gewöhnliche Experiment fremder Besucher des Vulkans, Eier in dem Sande hart zu kochen, noch vollständig gelang, allein es gab nur sehr wenige und schwache Fumarolen.

Im Februar 1865 begann die interessante Periode der Strombolithätigkeit. In dem grossen Krater bildete sich eine Oeffnung, welche Rauch und Schlacken ausstiess. Von dem 3. April an sammelten sich die in den Krater zurückfallenden Schlacken zu einem Kegel an, sodass innerhalb des grossen Kraters ein neuer Kegel entstand, aus dessen Gipfel von jetzt an die Dämpfe und Schlacken aufstiegen. Mit wechselnder Lebhaftigkeit dauerte die Thätigkeit in dieser Weise bis zum November 1866 fort; aus dem innern Kegel floss sogar die Lava über und ergoss sich in das umgebende grosse Kraterbecken und füllte dasselbe theilweise aus. Fast ein Jahr lang herrschte ziemliche Ruhe, in der nur schwache Solfatarenerscheinungen auftraten.

Dafür war die Thätigkeit vom November 1867 an wieder um so gewaltsamer. Nach einem kurzen Aschenauswurf entstand in dem grossen Krater noch ein zweiter Eruptionskegel und gleichzeitig noch ein neuer Krater auf halber Höhe der äussern Seite des Bergabhanges. Die Lava hatte den grossen Krater so angefüllt, dass sie an drei Stellen überzufliessen begann, bis in das Atrio del cavallo hinab. Fort und fort ergoss sich Lava, theils aus den alten, theils aus neu sich öffnenden Mündungen, sodass der ganze obere Theil des Kegels, mit Ausnahme der Südwestseite, davon bedeckt wurde. Ununterbrochen warf auch der Hauptkrater Schlacken aus.

Am 10. März 1868 spaltete sich der grosse Kegel auf seiner Ostseite von oben bis unten und die Laven ergossen sich nun abwechselnd aus dieser Spalte und aus dem Gipfel. Der Strom, welcher aus der Spalte kam, floss am weitesten, denn er erreichte die Weinberge und hielt erst am Wege nach San-Sebastiano an. Unterdess bildete sich, durch die Eruptionsproducte des Gipfels, auf dem innern Kegel, welcher 120 Meter über die alten Kraterwände emporragte, abermals ein neuer Kegel, sodass zu dieser Zeit drei Kegel aufeinander lagen.

Mit all diesen zahlreichen Oeffnungen war dem Andrang der Lava noch immer nicht genügt, denn es entstanden am Fusse des Vesuvkegels zwölf neue kleine Kegel, welche freilich nur kurze Zeit thätig waren. Die gesammte Menge der Lava war eine so bedeutende, dass die innerhalb einer Woche ausgeflossene Lava auf 6 bis 7 Millionen Kubikmeter geschätzt wurde.

Nach so gewaltiger Anstrengung verminderte sich natürlich die Energie des Vulkans und während des Jahres 1869 glich er nur einer erregten Solfatara. Im Anfang des Jahres 1871 hatten sich seine Kräfte wieder gesammelt. Schon am 12. Januar erfolgte ein Schlackenauswurf, welchem nach einigen Tagen ein Lavastrom nachfolgte, der bis zu dem Hügel des Observatoriums gelangte. Mit wechselnder Stärke setzte sich die Thätigkeit fort. Der Gipfelkrater war mit dichten Dampfmassen angefüllt, der äussere Abhang bedeckte sich mit Sublimationen und die Lava floss gewöhnlich ruhig ab; nur am 18. Juli schien sogar das Observatorium und das Dorf San-Forio bedroht.

Ein prachtvolles Schauspiel bot der Vesuv in der Nacht vom 31. October zum 1. November dar. Der Krater glich einem hell erleuchteten Schlunde, durch welchen der Horizont weithin in Feuerschein strahlte und die Laven ergossen sich besonders auf der Westseite in raschfliessenden Strömen.

Der ungewöhnlichen Aufregung folgte eine vollständige Ruhe, die jedoch schon im Januar 1872 wieder in eine mässige Thätigkeit überging, bis diese ganze, 7 Jahre dauernde Periode, im April 1872 durch eine unerwartete, äusserst heftige und merkwürdige Eruption abgeschlossen wurde und der Vulkan zur Ruhe zurückkehrte.

Kaum wird sich Gelegenheit bieten an einem andern Beispiele die Strombolithätigkeit eines Vulkans mit allen ihren Erscheinungen, den Dämpfen und deren Sublimationen, den Schlackenauswürfen und ihren Folgen, dem Verhalten der Lava und mit allen Wechselfällen

in der zu- und abnehmenden Energie, so gut kennen zu lernen, wie in dieser Darstellung der interessantesten Periode, welche an dem Vesuv in der Neuzeit vorgekommen ist.

Eine ähnliche Periode hatte der Vesuv im vorigen Jahrhundert. Von 1712—37 war er in fast ununterbrochener Thätigkeit. Diese 25 Jahre bilden die längste Periode der Thätigkeit, welche dieser Vulkan in geschichtlicher Zeit durchgemacht hat.

Der Aetna gerieth im Sommer 1874 nach längerer Ruhe in Strombolithätigkeit. Inmitten des grossen Gipfelkraters entstand ein kleiner Krater, aus dem nach Verfluss von je vier Secunden Explosionen erfolgten. Ein magisches Halblicht ergoss sich aus der glühenden Lava über die kahlen und steilen Wände des grossen Kraters und seltsam gestaltete, rothglühende Lavaschlacken stiegen, gleichsam tanzend und spielend, in die Höhe und fielen alle bald wieder in den Krater zurück. Monatelang dauerte in dieser Weise die Thätigkeit fort.

Dem Charakter der Strombolithätigkeit entspricht auch der der berühmten Kilauea, obgleich in so kolossalen Verhältnissen, dass dagegen alles andere verblasst.

Die Kilauea ist einer der Kratere des Riesenvulkans Mauna Loa auf der Insel Hawaï. Sie liegt nur 3724 pariser Fuss hoch am Abhange des nahezu 13,000 Fuss hohen Berges und besteht aus einem ungeheuern Kessel, welcher einen Längendurchmesser von 15,000 Fuss und 7000 Fuss in der Breite besitzt. Fortwährend ist glühende Lava darin enthalten. Der harte Fels, das feste Gerüste der Erde scheint hier in fliessendes Feuer verwandelt; ein Lavasee, welcher fast 0,2 Quadratmeilen bedeckt, das ist die Kilauea.

Das glutflüssige Element ist in beständiger Bewegung. Gewöhnlich geht eine Strömung von Süd nach Nord. Durch die heftige Gasentwickelung spritzt feiner Lavaschaum 30 und 40 Fuss hoch und an den Stellen, wo die Dämpfe die Lava durchbrechen, entsteht eine

strudelnde Bewegung, von der Schlacken losgerissen und emporgeschleudert werden. Diese Wallungen verhindern auch das Erstarren der Lava an der Oberfläche des Sees; nur an der geringern oder lebhaftern Glut ist der Unterschied der Temperatur zu erkennen; erkaltende Stellen versinken in die Tiefe und frische, leichtflüssige Lava steigt nach oben.

Der Lavasee besitzt nicht immer gleiche Tiefe. Von unterirdischen Zuflüssen genährt, schwillt er zuweilen an und seine Oberfläche hebt sich höher und höher in dem Kraterkessel. Der Druck einer so gewaltigen Lavamasse auf die Seitenwände und den Boden ist natürlich ein ungeheuerer und vermehrt sich rasch, je höher die Lava steigt. Oeffnet sich dadurch ein Abfluss, so quillt die Lava tief unten am Berge hervor und die Oberfläche des Sees sinkt wieder zurück. Hatte der See lange Zeit einen hohen Stand, so konnte die Lava ringsum das Ufer herum erkalten und zu festem Gestein erstarren. Dieses bleibt dann als terassenähnlicher breiter Ring an den Wänden des grossen Kraterkessels hängen, wenn die Oberfläche der flüssigen Lava zurücksinkt. Fast immer bemerkt man mehrere solche Terassen an den Kraterwänden übereinander, welche als Marken des frühern Höhenstandes der Lava zurückgeblieben sind. Bei einem spätern erneuten Anschwellen des Sees werden sie oft wieder zerstört, während neue sich bilden.

Im Jahre 1839 hatte der Lavasee der Kilauea einen aussergewöhnlich hohen Stand. Da öffnete sich im Juni 1840, sechs englische Meilen unterhalb desselben, eine Spalte, der ein grosser Lavastrom entquoll. Die Menge der abfliessenden Lava war eine sehr bedeutende, denn der Strom floss 30 englische Meilen weit und ergoss sich dann in das Meer, während gleichzeitig noch mehrere kleinere Lavaströme an andern Stellen entsprangen. Dadurch sank die Oberfläche der Lava innerhalb der Kilauea um 1500 Fuss. Es bedarf solcher Vorgänge, um sich einen Begriff von der

Tiefe des Sees und der Menge seiner Lava machen zu können.

Die Eruptionen.

Der höchste Grad vulkanischer Thätigkeit findet in den wirklichen Eruptionen seinen Ausdruck. Dieselben unterscheiden sich nicht ihrem Wesen nach von der bisher geschilderten Thätigkeit; sie zeichnen sich nur durch die Gewaltsamkeit aller einzelnen Erscheinungen und die dadurch hervorgerufenen Folgen aus.

Eruptionen treten nämlich hauptsächlich an solchen Vulkanen ein, welche nicht in gleichmässiger Thätigkeit verharren, sondern zeitweise nur Solfataren sind, oder sich in vollständiger Ruhe befinden. Bei der Mehrzahl der Vulkane nimmt der vulkanische Process einen solch unregelmässigen Verlauf, und je tiefer die Ruhe ist, und je länger dieselbe schon angedauert hat, desto wahrscheinlicher steht bald, wenn der Vulkan nicht wirklich erloschen ist, der Eintritt einer Eruption bevor.

In der Ruheperiode verstopfen sich die Eruptionskanäle; Schlacken und Asche fallen hinein und die sie erfüllende Lava erstarrt zu einer harten Masse. Erwacht die Thätigkeit von neuem, so finden die Producte derselben keinen Ausweg und werden eine Zeit lang zurückgehalten, bis sie mit Gewalt durchbrechen.

Bei Vulkanen, an welchen sich Eruptionen ereignen, pflegt die Ruhe und schwache Thätigkeit viel länger zu dauern, wie die Zeit der Aufregung. Durch die Gewaltsamkeit aller Erscheinungen tritt die Erschöpfung rasch ein.

Der Vesuv gehört zu jenen Vulkanen, an welchen Eruptionen sehr häufig vorkommen. Abgesehen von den kleinern Ausbrüchen, welche noch in die Grenzen der Strombolithätigkeit fallen, kennt man, seit der ersten geschichtlichen Eruption im Jahre 79 n. Chr., etwa 32

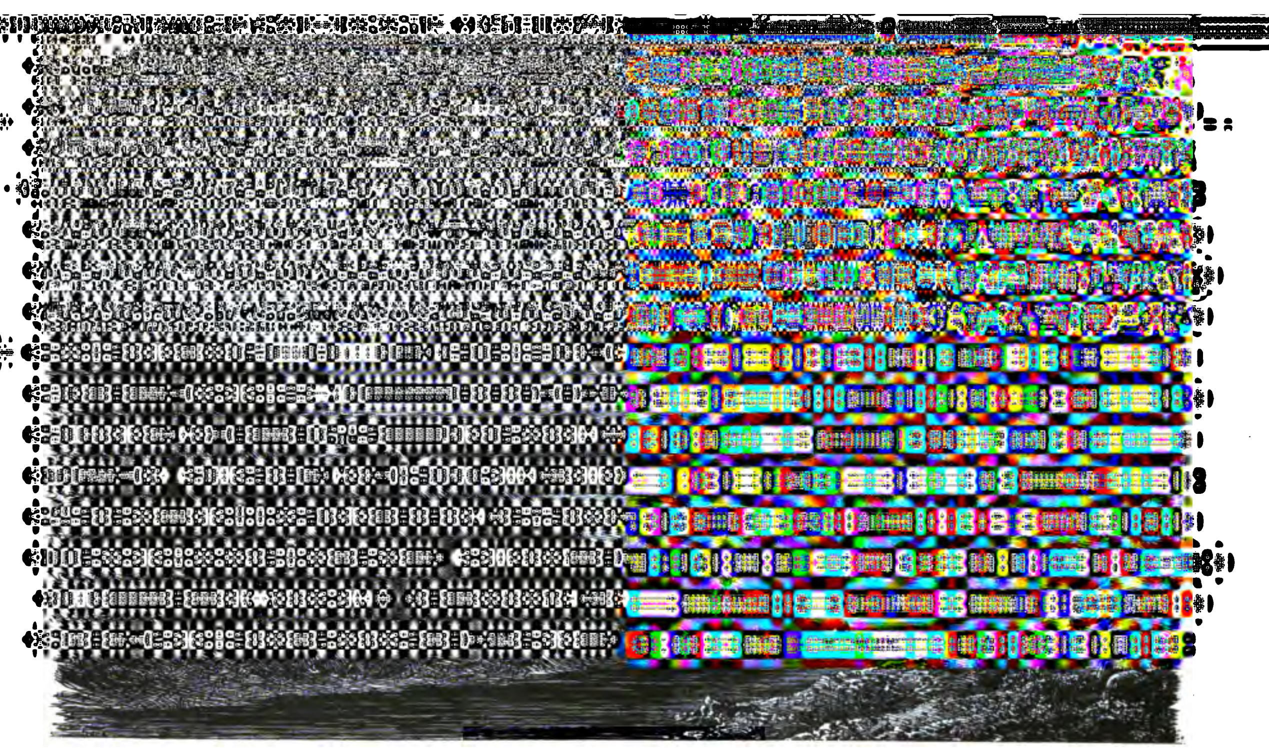


Fig. 16. **Hekla-Eruption von 1845.**

grosse Eruptionen. Im Anfange traten dieselben selten ein, kaum eine im Jahrhundert; erst seit der Eruption von 1631 folgen dieselben rascher aufeinander. Im 17. Jahrhundert fanden sechs Eruptionen statt, welche im 18. auf acht stiegen und in unserm Jahrhundert bisjetzt die Zahl von zehn erreichten. Demnach hält der Vesuv keine regelmässigen Ruhepausen ein und ebenso wenig lässt sich bei einem andern Vulkane irgendeine Regel für den Wechsel seines Zustandes auffinden.

An die in beständiger Eruption begriffenen Vulkane, wie Sangay, Stromboli, Isalco, reihen sich solche an, welche nach den einzelnen Ausbrüchen mehrere Monate oder einige Jahre in Unthätigkeit verfallen. Die grossen Ausbrüche des Aetna fanden in diesem Jahrhundert in den Jahren 1805, 1809, 1811—12, 1819, 1831, 1852, 1865 statt und seitdem ereigneten sich noch mehrere kleinere. In Südamerika und Ostasien gibt es viele Vulkane, welche selten mehr als einmal im Jahrhundert zu Eruptionen gelangen. Auf San-Miguel sind Ausbrüche 1444, 1563 und 1652 vorgekommen, auf der Insel San-Jorge sogar nur 1580 und 1808.

Die Insel Santorin zeichnet sich vor vielen Vulkanen dadurch aus, dass ihre Thätigkeit nur nach ungewöhnlich langen Pausen zur Geltung kommt. Aus dem Alterthum sind zwei Eruptionen bekannt, von denen die letzte 197 v. Chr. stattfand. Darauf folgten seit dem Beginne unserer Zeitrechnung Eruptionen in den Jahren 19, 46, 726, 1573, 1650, 1707—12, und 1866—71.

Die Eruptionen pflegen um so heftiger aufzutreten, je länger der ihnen vorangehende Zustand der Ruhe währte und die verheerendsten Eruptionen, welche die Geschichte verzeichnet hat, sind an solchen Vulkanen vorgekommen, die alle Merkmale eines erloschenen Vulkans an sich trugen.

Durch ein solches Ereigniss erfolgte die berühmte Katastrophe, welche den Untergang von Pompeji und Herculanum herbeiführte. Nicht einmal eine Sage aus

den ältesten Zeiten wusste etwas über die Thätigkeit des Vesuv zu berichten; der Berg war vollkommen mit Vegetation bedeckt, unter der sich jede Spur seiner vulkanischen Natur verbarg. Wer dieselbe je geahnt hätte, konnte doch nicht voraussetzen, dass sie wieder zur Geltung kommen würde. Darum war die erste historische Eruption des Vesuv auch die furchtbarste, welche wir überhaupt von diesem Vulkane kennen und die von ihr angerichteten Verwüstungen wurden von keiner nachfolgenden übertroffen.

Auf der kleinen Insel Sumbava, in dem Archipel an der südöstlichen Spitze von Asien, erhebt sich der Temboro. Seit Entdeckung der Insel war er erloschen und die Eingeborenen, so vertraut mit vulkanischen Phänomenen, zählten ihn nicht einmal zu den Vulkanen. Unerwartet belebte sich derselbe im Jahre 1815 von neuem. Die damit beginnende und vier Jahre dauernde Eruption liess die heftigsten unserer europäischen Vulkanausbrüche weit hinter sich. Auf allen Inseln der Molukken, auf Java, Sumatra und Borneo spürte man die Explosionen, bis zu einer Entfernung von 1000 englischen Meilen, und auf Java, 300 Meilen von dem Vulkane entfernt, war das Getöse, die Erschütterungen und der Aschenregen so heftig, dass sie den grössten Schreck erregten und die Bewohner, in der Meinung einer der Vulkane ihrer eigenen Insel befinde sich in Eruption, die Flucht ergriffen.

In der neuesten Zeit ereignete sich ein ähnlicher Fall. Der Vulkan Ceboruco in Mexico war bisher unter den zahlreichen Vulkanen von Ahuacatlan nicht beachtet worden und daher unbekannt geblieben. Im Jahre 1870 gerieth derselbe plötzlich in eine heftige Eruption. Erst dadurch wurde die Aufmerksamkeit auf ihn gelenkt und es liess sich feststellen, dass der Berg ein alter Vulkan ist, welcher in vorhistorischer Zeit viele Ausbrüche gehabt haben muss.

Der Eintritt einer grossen Eruption macht sich in der Umgebung des Vulkans gewöhnlich durch schwache

Erschütterungen des Bodens, welche jedoch immer häufiger werden und an Stärke zunehmen, vorher bemerklich. Die schwachen Dampfstrahlen der Fumarolen vermehren sich und ballen sich zusammen, sodass bald dichte weisse Dampfwolken weithin sichtbar über den Berg aufsteigen. Je mehr der vulkanische Herd arbeitet, desto dichter und dunkler werden die Dampfmassen, welche mit grosser Kraft ausgestossen werden. Die Erderschütterungen werden immer heftiger und von einem dumpfen Getöse begleitet, welches von dem Vulkane auszugehen scheint.

Die unaufhörlichen Schwankungen des Bodens, der Lärm der grossen, mit zischendem Geräusch hervorgepressten Dampfmassen und das dröhnende Brüllen im Erdinnern bereiten auf die Katastrophe vor, bis endlich der Boden des Kraters dem Andrang von Dämpfen und Lava nicht mehr widerstehen kann und, mit furchtbarem Krach berstend, denselben einen Ausweg darbietet.

In demselben Augenblick erhebt sich mit Blitzesschnelle eine gewaltige dunkle Rauchsäule, die hoch zum Himmel emporsteigt und langsam sich ausbreitet. Bald bietet sie jenen majestätischen Anblick dar, den man treffend mit einer riesigen Pinie, jenem schlanken Baume des Südens mit breiter Krone verglichen hat. Mehrere tausend Fuss hoch steigt die schwarze Rauchsäule gerade auf, ehe sie sich wölbt. Ein dichter Schleier legt sich über die Sonne sobald sich die Rauchsäule ausbreitet und zuweilen wird der helle Tag so sehr verfinstert, dass die tiefste Dunkelheit herrscht.

Sobald sich die Rauchsäule am Himmel ausbreitet, beginnt ein feiner Aschenregen in der Umgebung des Vulkans. In dichten Flocken fallen die feinen Aschentheile nieder und erfüllen die ganze Atmosphäre in der Art, dass das Athmen gehindert wird. Auf dem Boden häufen sie sich in hohen Massen an, dringen in alles ein, füllen alle leeren Räume und die feinsten Risse aus. Die ausserordentlich geringe Grösse der

einzelnen Aschentheilchen macht sie auch sehr leicht, sodass sie sich selbst in grösserer Menge weit verbreiten und noch in einer Entfernung von vielen Meilen von dem Vulkan den Boden mehrere Fuss hoch bedecken, in seiner Umgebung aber ganze Städte verschütten können. Lebhafter Wind, welcher bei dem Eintritt der Eruptionen herrschte, hat Asche schon einige hundert Meilen durch die Luft entführt und dadurch die, freilich oft misverstandene Kunde, des Ereignisses in ferne Länder getragen.

Während der Vesuveruption im April 1872 regnete es in den Strassen von Neapel, die mehr als drei Stunden von dem Krater entfernt liegen, einige Tage lang Asche. Die Wege waren zollhoch damit bedeckt und das Athmen war erschwert.

Schon mehrfach wurde die Asche bei Vesuvausbrüchen bis Konstantinopel oder Tripolis in Afrika getrieben. — Asche der grossen Eruption des Hekla 1845 fiel auf den Orkney-Inseln nieder. — Bei der Eruption des Vulkans Pulu Machian, welche am 29. December 1862 nach einer Ruhe von 215 Jahren eintrat, war die Aschenmasse so gross, dass sie sich am Himmel über die ganze Umgebung ausbreitete und noch über der Insel Ternate, welche 40 englische Meilen entfernt ist, die Sonne vollständig verdunkelte. — Die Menge der Asche, welche innerhalb 48 Stunden, am 19. und 20. März 1860 von dem Vulkan der Insel Réunion ausgeworfen wurde, schätzt man auf mindestens dreihundert Millionen Kilogramm.

Der intensive Geruch nach Schwefelwasserstoff und schwefeliger Säure, welchen die Dämpfe überall mit sich führen, wohin sie gelangen, zeigt, dass die charakteristische Solfatarenthätigkeit auch schon in dieser ersten Periode der Eruption vorhanden ist. Sehr oft wird noch der scharfe Geruch der Chlorwasserstoff- oder Salzsäure bemerkt, welche bei den einfachen Solfataren nicht auftritt und nebst andern, weniger leicht auffallenden Gasen, nur bei grösserer Energie der

Thätigkeit erscheint. Auch die Zahl sowol der Fumarolen, welche sich an allen Theilen des Berges ihre Wege bahnen, wie die Menge ihrer Producte ist eine viel grössere, wie bei gemässigter Thätigkeit.

Erdbeben, unterirdischer Donner und das betäubende Zischen der Dämpfe dauern unterdess ungeschwächt fort, oder verstärken sich noch.

In der dunkeln Rauchsäule erscheinen allmählich einzelne helle Streifen, welche blitzartig durch sie hindurchzucken und rasch an Zahl zunehmen. Es sind glühende Schlacken, welche mit grosser Geschwindigkeit herausgeschleudert werden und Raketen gleich aufsteigen, um dann in leuchtendem Bogen auf den Bergabhang prasselnd niederzufallen. Die Lava ist also jetzt im Krater erschienen; die von ihr losgerissenen Schlacken verkünden ihre Anwesenheit, obgleich ihr Anblick noch dem Auge entzogen bleibt.

Ganz anders gestaltet sich das Bild in der Nacht. Das Ohr vernimmt wol den gewaltigen Lärm der kämpfenden Elemente, allein das wechselvolle Schauspiel ist dem Auge entschwunden. Dafür erhebt sich aus dem Krater, an Stelle der hohen Rauchpinie, eine ebenso gewaltige Feuersäule. In majestätischer Ruhe steigt dieselbe über dem Gipfel des Berges zu unbegrenzter Höhe auf. Der heftigste Sturmwind vermag sie nicht zu beugen und ihre Ruhe zu stören. Nur heller leuchtende Streifen tauchen da und dort in dem Lichtglanz der Feuersäule auf, um bald wieder zu verschwinden und von andern ersetzt zu werden. Sie bringen allein Bewegung in das Bild; aber ausserordentlich wirkungsvoll ist der Contrast zwischen dem furchtbaren Getöse der unsichtbaren Vorgänge und der stillen Ruhe der erhabenen Feuersäule.

Bei sehr bedeutenden Ausbrüchen ereignet es sich oft, dass während dieses Theils der Eruption schwere Gewitterwolken sich über dem Vulkan ansammeln. Die Wolken sinken immer tiefer herab und hüllen endlich seinen Gipfel so vollständig ein, dass dadurch alle

Vorgänge der Eruption dem Anblick entzogen werden. Jetzt ertönt das Rollen des Donners aus den Wolken, verstärkt durch das Getöse, welches von dem Innern des Berges ausgeht. Grelle Blitze zucken hin und her durch die Finsterniss, welche den Vulkan deckt; ein heftiger Sturmwind erhebt sich und ein furchtbarer Gewitterregen ergiesst seine Wassermassen.

Die Fluten laufen an dem steilen Vulkankegel rasch ab, sammeln sich in den Schluchten und Rinnsalen zu gewaltigen Strömen an, mengen sich mit der schon gefallenen Asche und wälzen sich dann als Schlammströme, ungeheuere Lavablöcke mit fortreissend, hinab auf die Umgebung, unwiderstehlich, wohin sie gelangen, alles verwüstend, was bisher nicht gründlich zerstört war.

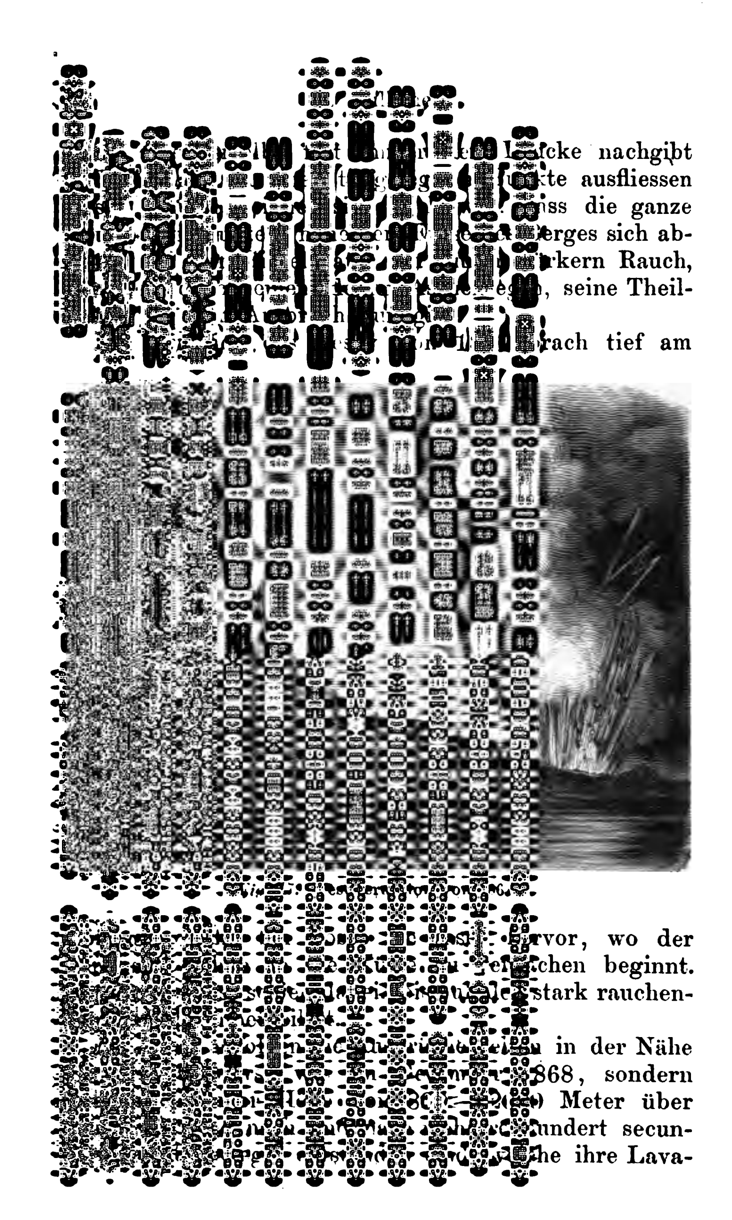
Für die Umgebung des Vulkans sind diese Schlammströme noch viel mehr zu fürchten, wie die eigentlichen Lavaströme, indem sie mit rasender Geschwindigkeit über den Abhang des Vulkans hinabstürzen, dadurch eine ungeheuere zerstörende Kraft erlangen und sich durch ihre leichtflüssige Beschaffenheit über einen grossen Raum ausbreiten können.

Nachdem so die Eruption bald kürzer, bald länger gedauert, das Zischen und Brausen des aufsteigenden Dampfes, das Prasseln der niederfallenden Steine, das Rollen des Donners, verbunden mit dem unterirdischen Getöse, eine unglaubliche Höhe erreicht hat, spaltet sich der Abhang des Vulkans, bald näher dem Kraterrande, bald tiefer gegen die Basis hin, und ein Lavastrom bricht hervor, der sich wie ein feuriges Band am Abhang hinabzieht.

Nur bei niedrigen Vulkankegeln füllt sich der Krater mit Lava ganz an, sodass die Lava aus dem Krater überfliesst oder den dünnen Kraterwall durchbricht. Bei hohen Vulkanen ist der Druck der von den Dämpfen emporgehobenen Lavasäule so gross, und die von den fortwährenden Explosionen hervorgerufenen Erschütterungen schwächen die Festigkeit des Berges so

cke nachgibt
kte ausfliessen
ss die ganze
erges sich ab-
rkern Rauch,
, seine Theil-

rach tief am



rvor, wo der
chen beginnt.
stark rauchen-

in der Nähe
868, sondern
Meter über
undert secun-
he ihre Lava-

ströme gar oft in die bebauten Gegenden und sogar bis zum Meere sandten. Ist aber der Gipfelkrater allein in Eruption, dann ist es nur ein grossartiges Feuerwerk für die Bewohner der Küste, da bei der grossen Entfernung des Gipfels dadurch nie Schaden entsteht. Am 8. December 1868 stieg zuerst von dem schneebedeckten Gipfel eine Garbe glühender Schlacken 1 — 2000 Meter hoch und stürzte in parabolischem Bogen theils in den Krater, theils auf den Abhang nieder. Noch in Malta, 120 deutsche Meilen entfernt, wurde die feurige Garbe, welche mehrere Stunden anhielt, gesehen.

Ein Schauspiel, welches wol seinesgleichen an keinem andern Vulkane hat und an Grossartigkeit alles übertrifft, was die kühnste Phantasie sich auszumalen vermag, bietet zuweilen der Vulkan Mauna Loa, auf einer der Sandwichsinseln gelegen, dar. Ein mächtiger Lavastrom wird daselbst bisweilen mit solcher Gewalt hervorgetrieben, dass er in einem dicken Strahle hoch aufspringt und eine riesige Fontaine bildet.

Erst kürzlich, bei einer seiner jüngsten Eruptionen, im Jahre 1866, durchbrach die Lava den Vulkan auf halber Bergeshöhe am östlichen Abhang. Eine Lavasäule von hundert Fuss Dicke stieg als mächtiger Springbrunnen ungefähr tausend Fuss empor, ehe sie herabstürzte und in einem Strome sich sammelte, der den ganzen Osten von Hawaï bedeckte und die Nacht tageshell erleuchtete. Auf Schiffen sah man den Feuerschein in einer Entfernung von 200 englischen Meilen.

Trotz der gewaltigen Höhe von 13,000 Fuss, welche der Mauna Loa besitzt, gelingt es diesem Vulkan doch manchmal, den grossen Gipfelkrater mit Lava anzufüllen. Allein auf die Dauer können die Wände des Berges den ungeheuern Druck nicht aushalten und an einer schwächern Stelle des Abhanges erfolgt dann der Durchbruch. Der mit Lava erfüllte Kessel des Gipfelkraters, dessen Durchmesser 12,000 Fuss beträgt, bildet ein grosses Reservoir, ähnlich dem hochgelegenen Re-

servoir eines künstlichen Springbrunnens, welches auf die vielleicht 4—5000 Fuss tiefer gelegene Ausbruchstelle einen ungeheuern Druck ausübt, sodass die Lava derselben in einem glühendflüssigen Strahle emporgepresst wird.

Die Lava ist im Innern des Vulkans mit Wasser gemengt, welches dort so fest eingeschlossen ist, dass es sich nicht in Dampf verwandeln und entweichen kann. Sobald aber die Lava aus dem Berge austritt, geht ein grosser Theil des stark erhitzten Wassers sogleich in Dampf über, wodurch die Quelle des Lavastromes gar oft mit einer dicken Dampfwolke bedeckt und dem Anblick entzogen wird.

Aber auch aus dem Lavastrome selbst entwickeln sich an den verschiedensten Stellen der Oberfläche Fumarolen, welche aus Wasserdampf und den gewöhnlich schon bei der Solfatarenthätigkeit in den Fumarolen enthaltenen Gasen bestehen.

Solange der Strom noch vollkommen glühend ist, wird er seiner ganzen Länge nach von weissen Dampfnebeln eingehüllt. Wenn sich aber eine feste Rinde gebildet hat, sammeln sich die Dämpfe und Gase zu einzelnen Fumarolen, die aus den Spalten hervorbrechen.

Unzählige solcher Fumarolen bedecken einen Lavastrom von der Zeit an, wo er zu fliessen beginnt, bis lange nachdem er schon vollständig erstarrt ist.

Eine eigenthümliche Art von Fumarolen sind die „trockenen Fumarolen“, welche nur in der Lava, wenn sie am heissesten ist und sich die erste dünne Erstarrungsrinde an ihrer Oberfläche bildet, entstehen. Sie enthalten keinen Wasserdampf, sondern fast nur Dämpfe schwerer zu verflüchtigender Salze, unter denen Chlornatrium (Kochsalz) und Salmiak vorherrschen. Rasch verdichten sich dieselben zu festen Salzen, die sich in blendendweisser Decke auf der erstarrenden Lava ausbreiten, sodass dieselbe wie bereift aussieht. Nur stellenweise wird das reine Weiss von den bunten

Farben verschiedener Schwefel- und Chlorverbindungen des Kupfers und Eisens unterbrochen. Auch kleine Mengen anderer Metalle, wie Blei kommen darunter vor und Palmieri hat sogar unter derartigen Sublimationen, welche sich am Vesuv im April 1872 niederschlugen, das seltene Thallium gefunden.

In Wasser sind die meisten dieser aus den Fumarolen hervorgehenden Salze leicht löslich und darum verschwinden dieselben, obgleich sie manchmal in sehr grosser Menge gebildet werden, doch rasch durch Regenwasser oder selbst durch die sich verdichtenden Wasserdämpfe der Fumarolen noch während der Eruption, oder kurz nachher.

In einzelnen Fällen sind die Dampfmassen, welche sich aus der Lava losringen, so bedeutend, dass sich auf der Oberfläche eines grossen Lavastromes das Bild einer vulkanischen Eruption im kleinen wiederholt. Durch die Gewalt, mit der die Dämpfe die zähe Lava durchbrechen, reissen sie auch Lavabrocken von der Oberfläche ab und schleudern dieselben in die Höhe, sodass sie beim Niederfallen sich ringsum die Fumarole zu einem Kegel ansammeln. Auf diese Weise entstehen da und dort auf dem Lavastrome Miniaturvulkane, kleine Schlackenkegel, mit einem Krater auf ihrem Gipfel.

Der Anblick eines am Abhang herabfliessenden Lavastromes ist während des Tages nicht immer so glänzend, wie sich die Phantasie denselben auszumalen pflegt. Man sieht meist eine dunkelblaugraue träge Masse, sich fortbewegen, oft so langsam, dass sie in vielen Stunden nur wenige Fuss zurücklegt. Die Temperatur der Lava ist eben nicht immer hoch genug, um bei Tageshelle eine glänzende Feuererscheinung darzubieten. Im Dunkel der Nacht leuchtet gar oft die langsam sich fortwälzende Glut der Lava weithin, sodass der Berg mit feurigen Reifen umspannt wird. Doch kann die Lava unter Umständen auch hinreichend

stark erhitzt sein, um am hellen Tage als glühende Masse zu erscheinen.

Unbeschreiblich ist der Anblick eines solchen Lavastromes, der auf seinem Laufe an einen steilen Abhang, oder an eine Felswand gelangt und sich über dieselbe hinabstürzt. Ein Theil der Lava zerstiebt, indem sie unten auf das harte Gestein auffällt, in zahlreiche kleine Stücke, welche das untere Ende in eine glühende Staubwolke hüllen: das Bild der prächtigsten Feuercascade, die man sich denken kann.

Während der Eruption von 1865 brach am Aetna (30. Januar) ein grosser Lavastrom hervor, welcher sich am Monte Stornello über einen 200 Fuss hohen Fels herabstürzte und in wenig Stunden ein Thal so vollständig angefüllt hatte, dass er über dasselbe hinweg seinen Weg fortsetzen konnte. — Bei der grossen Vesuveruption von 1855 bildete ein solcher Feuerstrom einen noch höhern Fall über steile Lavawände herab.

Selbst an solchen Lavaströmen, welche bei ihrem ersten Erscheinen die hellste Glut zeigen, verschwindet dieselbe doch bald. Auf ihrer Oberfläche entsteht rasch eine dunkle feste Rinde, welche jedoch anfangs durch die Bewegung des Stromes zerrissen wird, sodass nur einzelne Schollen, wie die Eisschollen auf einem Flusse, darauf schwimmen. Allein die Schollen werden zahlreicher und grösser, schieben sich übereinander und bilden eine feste Decke, die nur noch an einzelnen Stellen zerreisst und durch tiefe Spalten in die helle Glut des Innern blicken lässt. Man kann manchmal schon kurze Zeit nachdem sich der Lavastrom ergossen hat, und wenn er noch in lebhafter Bewegung begriffen ist, über ihn ohne Gefahr hinwegschreiten.

Manche Vulkane von Südamerika und Java haben die Eigenthümlichkeit Schlammströme, statt der eigentlichen Lavaströme zu ergiessen. Diese Schlammströme sind wol zu unterscheiden von jenen, welche sich infolge der schon beschriebenen vulkanischen Gewitter

bilden, denn sie werden wirklich von dem Vulkan erzeugt und brechen aus seinem Innern hervor. Ihre Temperatur ist meist etwas höher, oft aber nur sehr wenig höher, wie die der Luft. Nur selten entströmen sie dem Berge kochend heiss, von dichten Dampfmassen begleitet.

„Lodozales“ oder Kothlaven nennen die Eingeborenen in Südamerika solche aus trachytischer Asche bestehende Schlammmassen, welche auf der Hochebene von Ambato nach dem Eintrocknen langgezogene, oft fächerförmig gruppirte Höhenzüge hervorgerufen haben. Am häufigsten kommen sie aus Vulkanen der Hochebene von Quito, dem Carguairazo, Imbaburu, Tunguragua, dann aus dem Antisana und Cotopaxi.

Mit dem Erguss der Lava scheint die Eruption ihre grösste Gewalt erschöpft zu haben. Das Getöse unter der Erde und die Erschütterungen des Bodens werden schwächer, der Schlackenauswurf nimmt ab und der Aschenregen hört gewöhnlich ganz auf. Indem dann die Lava bald längere, bald kürzere Zeit verhältnissmässig ruhig hervorquillt und die träger werdende erkaltende Lava vorwärts schiebt, oder über die früher ergossenen Massen sich hinwegwälzt, verringern sich zugleich allmählich alle übrigen Eruptionserscheinungen und der Vulkan geht nach und nach in den Zustand gleichmässiger Thätigkeit über, oder er gleicht auch bald darauf nur einer Solfatara, aus deren Spalten die Fumarolendämpfe aufsteigen.

Oft ist damit aber auch nur gleichsam der erste Act einer Eruption abgeschlossen. Nachdem der Quell der Lava eine Zeit lang geflossen, wird er schwächer, oder versiegt ganz und gleichzeitig hört das Auswerfen von Schlacken auf und selbst die Dampfentwickelung stockt; es tritt eine kurze Zeit unheimlicher Ruhe ein, bis die Eruption plötzlich wieder losbricht und alle Eruptionserscheinungen mit neuer Heftigkeit sich wiederholen.

Obgleich in dem Vorhergehenden alle Erscheinungen, welche die grossen vulkanischen Ausbrüche zu begleiten

pflegen, geschildert wurden, so bieten die Eruptionen im einzelnen doch eine grosse Mannichfaltigkeit dar; indem die Vorgänge in verschiedener Weise miteinander verbunden sind und durch die verschiedene Heftigkeit der vulkanischen Gewalten, im Verein mit mancherlei örtlichen Verhältnissen und Eigenthümlichkeiten des Vulkans herrscht eine grosse Abwechselung im Verlauf der Eruptionen.

Eruption des Vesuv von 1631.

Der heftigste Ausbruch des Vesuv war seine erste geschichtliche Eruption im Jahre 79 n. Chr. Die Städte Pompeji, Herculanum und Stabiä fanden dabei ihren Untergang.

Unter allen übrigen Eruptionen dieses Vulkans war die im Jahre 1631, welche ebenfalls nach einer langen Ruhe eintrat, die furchtbarste. Seit wenigstens drei Jahrhunderten schien er erloschen und selbst die Eruption von 1306 ist nicht ganz beglaubigt; es ist daher möglich, dass sogar seit 1139, demnach seit nahezu einem halben Jahrtausend, die Unthätigkeit anhielt. Jedenfalls galt der Vesuv im Anfang des 17. Jahrhunderts als erloschener Vulkan.

Der ganze Berg war mit üppiger Vegetation bedeckt und am Fusse des Kegels, im Atrio del cavallo gab es mächtige alte Bäume. Selbst im Krater wuchsen Steineichen und Linden und Heerden fanden daselbst ihre Weide. Nur zwei kleine, mit warmem Wasser erfüllte Becken auf dem Kraterboden erinnerten an die Ereignisse der Vergangenheit.

Im Jahre 1631 begannen schwache Erderschütterungen in der Umgebung des Vulkans, welche im December an Zahl und Stärke etwas zunahmen. Aber erst in der Nacht zum 16. December wurden sie so heftig, dass die Bewohner dadurch beunruhigt wurden; doch kam die Eruption am frühen Morgen ganz unerwartet.

Die Bauern, welche zum Markte nach der Stadt Neapel gingen, sahen plötzlich eine mächtige Rauchsäule aus dem Gipfel des Berges aufsteigen. Die Nachricht verbreitete sich rasch in der Stadt und alle eilten an die Küste, um das Schauspiel zu geniessen.

Der Rauch war anfangs weiss, später schwarz mit einem röthlichen Schein in seiner Mitte und nahm bald, indem er sich mehrere tausend Fuss hoch erhob, die Gestalt einer Pinie an.

Immer massenhafter quollen die dunkeln Rauchmassen hervor und breiteten sich nach und nach am Himmel so sehr aus, dass die Sonne in Neapel verdunkelt wurde. Damit begann auch der Aschenregen niederzufallen. Dazwischen erleuchteten grelle Blitze die nächste Umgebung und heftiger Donner vermehrte das Getöse.

Während die Bevölkerung bisher das Schauspiel staunend bewundert hatte, bemächtigte sich ihrer jetzt Angst und die Strassen der Stadt hallten wieder von Geschrei und Wehklagen.

Die Einwohner von Torre dell' Annunziata und Torre del Greco flohen zuerst, theils gegen Castelamare, theils nach Neapel. Diejenigen, welche sich dem Meere zuwandten, sahen dasselbe in heftigem Aufruhr, wie von unterirdischen Gewalten erschüttert. Viele der Fliehenden wurden von den glühenden Schlacken erreicht und getödtet. Die übrigen fanden die Brücke am Eingange der Stadt von Soldaten besetzt, die sie zurückwiesen, da man Einschleppung der Pest fürchtete. Die Verwirrung wurde dadurch gesteigert und einzelne eilten nach ihrer Heimat zurück, wo sie den Tod fanden. Erst gegen Abend wurden die Flüchtlinge in die Stadt eingelassen.

Gegen 11 Uhr am Morgen vermehrte sich Rauch und Feuerschein bedeutend, da sich am westlichen Fusse des Kegels zahlreiche Spalten und Kratere öffneten, die alle thätig waren. Der Gipfel war durch den Rauch vollständig verhüllt. Die Rauchwolken und der

Aschenregen verbreiteten sich bis in die Provinz Basilikata und nachmittags sogar bis Tarent.

In der Stadt Neapel setzte sich eine Procession, mit dem Vicekönig an der Spitze, in Bewegung nach Santa Maria del Carmine. Dort kam sie um 2 Uhr an, als heftige Erdbeben den Boden so sehr erschütterten, dass er wie ein Schiff schwankte.

Diese heftigen Erschütterungen dauerten bis zum Abend. Um diese Zeit brach ein starker Gewitterregen los, der durch Ueberschwemmung der Wege die Verbindung zwischen der Stadt und den andern Orten an der Küste abschnitt. Dabei schwankten fortwährend alle Mauern und Thüren und Fenster flogen auf und zu. Auch die Asche, welche der Wind bisher südwärts getrieben hatte, fiel nun in der Stadt nieder.

Gegen 1 Uhr in der Nacht nahm das unterirdische Getöse so zu, dass der Vulkan zu bersten schien. Wirklich floss bald nachher ein Schlammstrom in das Atrio. Die Erdbeben dauerten jedoch fort und niemand wagte die Nacht in den Häusern zuzubringen.

Auch am Morgen des 17. December hatten sich die Eruptionserscheinungen noch nicht vermindert. Das grösste Unglück kam aber erst noch nach. Drei Schlammströme stürzten sich von dem Berge herab, Bäume und Häuser mit fortreissend; zwei derselben überschwemmten die Ebene von Nola, der andere Portici und Resina.

Um diese Zeit zog sich das Meer zwischen Neapel und Sorrent von seinen Ufern einen Kilometer weit zurück und indem es bald darauf wieder mit grosser Gewalt heranströmte, warf es die Schiffe auf das Trockene und verheerte die Küste. Auf den benachbarten Inseln Ischia und Nisita trat dieselbe Erscheinung ein.

Der Aschenfall hörte zwar jetzt bald in Neapel auf, allein nun erblickte man, vom Fosso grande bis oberhalb Bosco tre case, einen ungeheuern Lavastrom. Der ganze Berg schien zu zerschmelzen und in zahlreichen

Strömen ergoss sich Lava, einerseits über Portici und Resina bis Torre del Greco, andererseits nach Torre dell' Annunziata und etwa 2000 Menschen kamen darin um. An mehrern Stellen floss die Lava in das Meer.

Noch um Mittag herrschte in Neapel Dunkelheit. Man sah nur die Glut der Lava in dem Meere und brennende Bäume, die sie mit fortgerissen, aus ihr hervorragen. Allgemein glaubte man an einen submarinen Ausbruch.

Während sich die Asche am 16. December bis Tarent verbreitet hatte, flog sie am 17. sogar bis Dalmatien, nach der Insel Negroponte und bis Konstantinopel.

Bis zum 23. December liess die Heftigkeit der Eruption in nichts nach. Von dieser Zeit an dauerte der Ausbruch zwar noch bis zum März 1632 fort, doch traten keine ungewöhnlichen Erscheinungen mehr ein. Die Explosionen ereigneten sich seltener und waren weniger heftig, die Lavaströme verringerten sich und flossen träger; auch die Erderschütterungen setzten sich fort, doch kamen nur noch von Zeit zu Zeit sehr heftige Stösse vor.

Beim Beginne der Eruption war der Vesuvkegel 60 Meter höher, wie die Somma, am Schlusse derselben jedoch um 108 Meter niedriger. Dagegen hatte sich der Krater von 2000 Meter auf 5043 Meter im Umfang erweitert.

Mehr als vierzig Städte und Dörfer waren theils durch die Lava, theils durch die Erdbeben zerstört; den Verlust an Menschenleben schätzt man auf viertausend und den an Thieren auf mehr als zehntausend.

Ausbruch des Vesuv im April 1872.

Unter den Vesuveruptionen zeichnet sich die des Jahres 1872 durch kurze Dauer und grosse Heftigkeit aus.

Schon seit dem Jahre 1865 befand sich der Berg in dem Zustande der Strombolithätigkeit, welche sich mit wechselnder Energie bald zu schwächern Eruptionen steigerte, bald zu einer lebhaften Solfatarenthätigkeit herabsank. Mit der grossen Eruption im April 1872 schloss diese ganze Periode ab und seitdem ist der Vesuv entweder ganz ruhig geblieben, oder er war nur in sehr schwacher Thätigkeit begriffen.

Nach einer äusserst erregten Thätigkeit war im Winter 1871—72 ziemlich Ruhe eingetreten. Doch hörte man schon im Januar wieder von Zeit zu Zeit unterirdisches Getöse, während Aschenwolken hier und da hervorbrachen und am Rande des Hauptkraters der im October 1871 entstandene Kegel sich wieder belebte. Keine auffallende Veränderung trat bis zum April ein und nichts deutete auf einen bevorstehenden Ausbruch hin.

Da kündete plötzlich, am 24. April, eine aus mehrern Krateren aufsteigende Feuersäule den Beginn einer grossen Eruption an. Aus vier Krateren ergossen sich Lavamassen, die rasch über die alte Lava hinwegflossen. Der Gipfel des Aschenkegels donnerte unaufhörlich und warf Schlacken aus. Am 25. April mittags schwächten sich die Eruptionserscheinungen soweit ab, dass nur dünne Rauchwolken aufstiegen und zahlreiche Personen veranlasst wurden, den Berg zu ersteigen.

Unglüchlickerweise brach gerade in dieser Nacht die Eruption mit seltener Gewalt los. Der Hauptkegel spaltete sich ganz unerwartet gegen Norden und es öffneten sich daselbst zahlreiche Lavamündungen. Im Atrio del cavallo, 100 Meter vom Abhang der Somma entfernt, entstand ein Schlund, der ungeheuere Mengen von Lava ergoss. Die Lava hob bei ihrem Hervortreten die Schlacken von 1855 und 1868 in die Höhe und bildete so einen Hügel von 60 Meter Höhe, an dessen Basis die Lava dann ruhig ausfloss.

Die Zerklüftung des Berges und der Lavaerguss waren so rasch erfolgt, dass dadurch die neugierigen

Besucher des Vesuv überrascht wurden und dem Verderben nicht mehr entfliehen konnten. So kamen zahlreiche Fremde und Einheimische um. Man sprach von mehr als zweihundert Todten; der Verlust von sechzig Menschenleben ist sicher, doch konnte deren Zahl desshalb nicht genau festgestellt werden, weil nur die Leichname von jenen aufgefunden wurden, welche diesseit der grossen Spalte im Atrio del cavallo geblieben und die von Dämpfen erstickt, oder von den niederfallenden Schlacken getödtet worden waren; alle andern aber, welche noch weiter vorgedrungen waren, wurden von der Lava erreicht und dadurch gänzlich vernichtet.

Auch im Fosso della Vetrana floss ein 800 Meter breiter Lavastrom. Auf seiner Oberfläche, nahe dem Rande des Stromes, bildete sich eine Anzahl kleiner Kratere, welche Rauch ausstiessen und glühende Schlacken 70 — 80 Meter hoch emporschleuderten. Jede der einzelnen Eruptionen dauerte etwa eine halbe Stunde.

Der Hauptkegel schien Feuer zu schwitzen. Es hatte den Anschein, als sei die Rinde des Berges von Poren durchsiebt, aus welchen Feuer durchdringe; am Tage war der Lichtglanz dieser kleinen Oeffnungen verschwunden und ebenso viele Rauchwölkchen bezeichneten deren Stelle.

Die Stadt Neapel erzitterte während des Ausbruches fortwährend und bei jedem Stosse rasselten die Fenster, wie bei Explosionen. Auch ein deutliches Beben der Erde konnte man spüren, doch war dasselbe nicht sehr stark. Am 26. April waren zwei Lavaströme von Neapel aus sichtbar, von denen der eine nach Torre del Greco, der andere nach San-Sebastiano floss und etwa einen Kilometer in der Stunde zurücklegte. Zwischen diesen beiden, von dichtem Rauch bedeckten Strömen floss noch ein anderer, kleinerer Strom gegen Resina, bewegte sich jedoch nur langsam vorwärts.

Um 4 Uhr nachmittags steigerte sich der Ausbruch mit einer furchtbaren Heftigkeit. Aus der Spitze des

Vulkans brachen Rauchsäulen und glühende Schlacken hervor und hellrothe Ströme schlängelten sich über den Abhang herab. In der Nacht tauchte nahe dem Krater ein feuriger Fleck auf, der allmählich wuchs und sich nach und nach wie ein glühender Mantel um den Berg legte.

Gegen 4 Uhr morgens am 27. April erschütterte dumpfes Brüllen die Luft, Rauchwolken verfinsterten den Himmel, Schwefelgeruch verbreitete sich nach allen Seiten und der Berg hüllte sich fast ringsum in glühende Lava. In dieser Zeit wurde San-Sebastiano durch Lava gänzlich und Massa di Somma grösstentheils zerstört. Auch in Torre del Greco richtete die Lava grosse Verwüstungen an; Asche und Schlacken flogen bis Salerno. Zwei Lavaströme näherten sich Ponticelli und Cereola; ein anderer San-Giorgo und Portico. Der Berg war während des Tages mit so dichten Rauchwolken verhüllt, dass er in Neapel nicht gesehen werden konnte. Dagegen fiel in der Stadt ein mit vielen Salztheilchen gemengter Aschenregen nieder, sodass das Athmen erschwert war.

Die Lava floss an diesem Tage langsamer. Die Detonationen dauerten fort, aber Erderschütterungen wurden nicht bemerkt. Am 28. April standen die Lavaströme sogar still, doch hielt der Aschenregen an. Der Vesuv donnerte noch und Blitze erleuchteten zuweilen das Dunkel über ihm; die Schlacken wurden bis zu einer Höhe von 1500 Meter geworfen.

Von dieser Zeit an ging der Ausbruch sichtlich seinem Ende entgegen und in der Nacht vom 1. zum 2. Mai hörten die Eruptionserscheinungen wirklich auf.

Eruption des Aetna von 1865.

Nach einem Ausbruche, welcher 1852 im Val del Bove stattgefunden hatte, zeigte der Aetna, ausser einigen Erderschütterungen, nichts Bemerkenswerthes.

Die gewöhnlichen Ausströmungen von Wasserdampf und Solfatarengasen dauerten fort.

Erst im Mai 1863 erneuerte sich seine Thätigkeit und gipfelte in einem Aschenauswurf, bei welchem am 7. Juli die Asche bis Calabrien und Malta gelangte. Eine kleine Schlackeneruption folgte nach und dann herrschte wieder Ruhe bis zum August 1864. In diesem und dem folgenden Monate beschränkte sich jedoch die Thätigkeit auf Bildung wenig zahlreicher Schlacken und der Vulkan versank dann wieder in Unthätigkeit. In dieser - Zeit sammelte aber der Vulkan seine Kraft zu einer grossen Eruption, welche von Anfang Februar bis Juni 1865 dauerte.

Einzelne Erderschütterungen, welche an Heftigkeit mehr und mehr zunahmen, waren am 30. Januar die Vorläufer des Ausbruches. Plötzlich erleuchtete, bei einem heftigen Erdstoss, um 10 Uhr nachts ein blendendes Licht die Basis des Monte Frumento, eines seitlichen Eruptionskegels. Aus einer frischen Spalte quoll unter einer Wolke von Rauch, Asche und Schlacken, unter schrecklichen Donnerschlägen, ein Strom feuriger Lava hervor, deren Glanz noch durch den Brand eines grossen Fichtenwaldes, den sie angezündet hatte, erhöht wurde.

Die Landleute, gegen deren Aecker und Hütten die Lava heranrückte, suchten ihre Rettung in religiösen Uebungen. Dem Schutze ihres Heiligen vertrauend, umgaben sie ihr Besitzthum mit seinen blumengeschmückten Bildern. Doch das Feuer schritt vor, verbrannte ihre Felder, ihre Häuser. Die Familien lagen auf den Knien im Gebete; allein die feurige Masse ergriff sie, sie wurden begraben, um nie wieder sich zu erheben.

Der Lavastrom stürzte die Berggehänge hinab, beladen mit Schlacken, Blöcken und verkohlten Bäumen, alles, was er vor sich fand verbrennend und zerstörend. Später theilte er sich in mehrere Arme, welche in die schönsten Wälder eindrangen und dieselben in Brand steckten. Einer dieser Arme stürzte mit grässlichem

Geprassel am Salto di Cola Vecchia über ein 60 Meter hohes Gehänge, füllte in wenig Stunden das darunter liegende Thal aus und setzte dann seinen unheilvollen Lauf fort.

Die grosse Spalte zerriss den Monte Frumento gleichsam in zwei Theile und lief mitten durch dessen grossen Krater hindurch; durch eine Reihe von Fumarolen liess sie sich sogar noch bis in die Nähe des Val del Bove verfolgen. Die Kluft wurde zwar rasch durch Lava theilweise angefüllt, allein an ihrem nordöstlichen Ende entstand eine Reihe neuer Kratere. Einige von ihnen waren nur kurze Zeit in Thätigkeit, sieben dagegen bauten sich zu regelmässigen Kraterkegeln auf und blieben 45 Tage lang in Eruption. In den ersten Tagen floss die Lava mit reissender Schnelligkeit, dann schob sie sich nur mühsam vorwärts. Dadurch erreichte sie glücklicherweise nur die obere Grenze des bewohnten und bebauten Berggürtels und die Verwüstung beschränkte sich hauptsächlich auf die Waldregion.

In den ersten Tagen des Februar, als die sieben Kratere bereits sich gebildet hatten, wurden die Lava- und Aschenausbrüche von Rauchwirbeln begleitet, die in regelmässigen Rythmen von wenigen Secunden ausgestossen wurden. Der weisse Dampf stieg in den zierlichsten Ringen empor. Jedesmal, wenn er mit heftiger Spannung hervorbrach, hörte man zwischen den dumpfen unterirdischen Detonationen metallische Töne, vergleichbar dem Schlage des Hammers auf den Amboss. Das erinnert an die Mythe der Alten, wonach Vulkan und die Cyklopen in dem Berge die Blitze des Jupiter schmieden.

Obgleich der durch diese Eruption verursachte Schaden sehr beträchtlich war, so konnten sich doch die in den ersten Tagen bedrohten Dörfer diesmal verschont glauben. Da brach zu Anfang März in der Nähe der frühern Kratere ein neuer Lavastrom hervor, welcher, während der ältere Strom seinen Lauf hemmte, schnell vorrückte und Linguagrossa bedrohte,

bis er am 4. April stillstand. Zur Seite dieses Stromes jedoch quoll die Lava in neuen Armen hervor, und gestaltete sich zu einem weiten Feuersee, welcher bis zur zweiten Hälfte des Juni seine Glut bewahrte.

Mit zischendem Geräusch pressten die mit erstickender schwefeliger Säure gemengten Dämpfe am 5. März neue leichtflüssige Lavamassen hervor, wodurch der auf Linguagrossa gerichtete Stromarm von neuem sich in Bewegung setzte, als schon der Hauptstrom stillestand.

Die Schallphänomene nahmen stetig ab. Vom 1. Februar bis zum 16. März hörte man die Detonationen bei Tag und Nacht in Catania; bis zum 26. nur noch in der Stille der Nacht und später nur in grösserer Nähe. Immer deutlicher trat auch die Intermittenz der Thätigkeit der neuen Kratere auf. Nur ein Krater arbeitete bis zum 28. April gleichmässig fort, während die Explosionen an den übrigen seltener wurden.

Am 19. Juni war der Ausfluss der Lava sehr vermindert und hörte am 28. ganz auf. Die Ausbruchsspalte war zu dieser Zeit geschlossen und war nur noch als Fumarole thätig. Von Zeit zu Zeit war ein stärkeres Ausströmen bemerkbar, doch ohne hinreichende Kraft um Steine mit fortzureissen. Nach einigen Tagen hörten auch diese letzten vulkanischen Erscheinungen auf und die kleine neuentstandene Kraterwelt nahm den Anschein eines erloschenen Vulkans an, der nur noch Fumarolen nährte.

Der ganze langwährende Ausbruch spielte sich tief unter dem Gipfel des Berges ab. Der grosse Gipfelkrater war in der ganzen Zeit nicht in Eruption, doch bekundete er durch eine erhöhte Thätigkeit eine Art von Theilnahme. Von Zeit zu Zeit erhoben sich grosse Dampfsäulen und zwar stets gleichzeitig mit der höchsten Erregung der Kratere des Monte Frumento. So verhielt sich der Gipfel bis Juni. Als sich aber in diesem Monate die Schlünde geschlossen hatten, erschien von neuem reichlicher Dampf auf dem Gipfel;

im Juli und August sogar in solcher Masse, dass dadurch der Berg verhüllt wurde.

In diese Zeit, nach dem Schlusse der Eruption, fällt auch ein heftiges Erdbeben. Am 19. Juli früh 2 Uhr erfolgte der heftigste Stoss, welcher das im Fondo Macchia gelegene Dörfchen vernichtete. Die Häuser bildeten nur noch einen Schutthaufen und alle Mauern wurden bis auf den Grund zerstört und viele Menschen darunter begraben. Merkwürdigerweise war dieser Erdstoss nur auf einem kleinen Raume, 1 Kilometer breit und 7 lang, so heftig und darüber hinaus kaum bemerkbar. Leichtere Erderschütterungen dauerten bis Mitte August fort.

Eruption des Temboro auf Sumbava.

Die Eruption des Temboro von 1815, verglichen mit den Ausbrüchen des Vesuv oder Aetna, übertrifft die furchtbarsten derselben bei weitem. Alle Inseln der Molukken, Java, Celebes, Sumatra und Borneo wurden davon mehr oder weniger betroffen. Sie machte sich bis zu einer Entfernung von mehr als tausend (englischen) Meilen bemerklich, und auf Java, etwa dreihundert Meilen von dem Vulkan, waren die Eruptionserscheinungen so heftig, dass sie den grössten Schreck erregten.

Die Eruption nahm am 5. April 1815 ihren Anfang, indem man an dem bis dahin scheinbar erloschenen Vulkane alle Viertelstunden Explosionen hörte. Der Höhepunkt war am 10. April erreicht und an diesem Tage erhob sich eine gewaltige Rauchsäule aus dem Krater und der ganze Berg schien mit Feuer bedeckt. Doch schon nach kurzer Zeit wurden alle die Vorgänge durch dichte schwarze Rauchmassen dem Anblick entzogen. Die Explosionen waren unterdess so heftig, dass dadurch die Mauern der Gebäude auf Sumbava zersprangen. In der Entfernung glichen sie dem

Kanonendonner und der Schall wurde noch in einer Entfernung vernommen, die ebenso gross ist, wie die zwischen Suez und St.-Petersburg, oder zwischen Neapel und dem Nordcap von Skandinavien, was sich nur durch unterirdische Leitung desselben erklären lässt.

Tagelang dauerten die Explosionen ungeschwächt fort, während gleichzeitig alle umliegenden Inseln von heftigen Erdbeben erschüttert wurden.

Am 10. April erhob sich bei völliger Windstille das Meer zu einer grossen Woge, drang auf das Land ein, spülte Häuser und Bäume weg und schleuderte die Schiffe bis tief in das Innere der Insel hinein. Die ungestüme Bewegung des Meeres dauerte zwar höchstens drei Minuten, machte sich aber auch an den Küsten von Celebes und im Osten von Java bemerklich.

Die glühenden Schlacken und die Asche bedeckten die ganze Insel und das Meer weithin; die Gebäude brachen unter der Last zusammen, die sich auf ihnen anhäufte. Die reiche Landschaft, in welcher der Vulkan lag, wurde dadurch in eine dürre Wüste verwandelt und 12,000 Menschen fanden auf Sumbava ihren Tod. Selbst auf der benachbarten Insel Lombok wurde alles zwei Fuss tief unter der Asche begraben.

Der Vulkan fuhr fort bis zum 15. Juli, also drei Monate lang, mächtige Dampfmassen auszustossen und kleinere Explosionen erfolgten unterdess von Zeit zu Zeit mit immer mehr abnehmender Heftigkeit.

Eruption des Mauna-Loa im Jahre 1866.

Unter den vier grossen Vulkanen der Insel Hawaï ist der Mauna-Loa der bedeutendste. Er ist sogar vielleicht der grossartigste aller Vulkane, an welchem die Eruptionserscheinungen in so riesigem Maassstabe auftreten, wie bei keinem andern Vulkane.

Der Berg, im Süden der Insel gelegen, besitzt eine Höhe von 12,910 pariser Fuss und ist, nächst dem ihm

benachbarten Vulkan Kea, der höchste auf einer Insel gelegene Berg. Sein Gipfel ist breit und flach. Dort befindet sich ein grosser Krater, welcher beständig in Solfatarenthätigkeit begriffen ist, aber zeitweise auch wirklicher Eruptionsmittelpunkt wird. An seinem tiefern Abhange liegt ein gewaltiger Kraterkessel, 4500 Meter im Durchmesser und also einer der grössten Kratere. Das ist die Kilauea, welche einen ungeheuern Lavasee umschliesst. Auch an ihr treten mitunter Eruptionen ein, die hauptsächlich in dem Erguss riesiger, an tiefer gelegenen Punkten hervorbrechender Lavaströme bestehen.

Die grösste Eruption, welche dieser Vulkan seit Entdeckung der Insel hatte, ereignete sich im Jahre 1866. In einer Höhe von 10,000 Fuss öffnete sich ein neuer Krater, aus welchem drei Tage lang ein mächtiger Lavastrom hervorquoll und sich über den nordwestlichen Abhang des Berges ergoss. Darauf trat Ruhe ein, welche $1^1/_2$ Tage währte. Es erfolgte dann ein neuer Lavaausbruch, viel tiefer, etwa auf halber Bergeshöhe, an der Ostseite. Mit schrecklichem Getöse wurden furchtbare Rauchmassen ausgestossen und von den Schlacken innerhalb weniger Tage ein hoher Kegel aufgebaut.

Die Lava ward mit solch fabelhafter Gewalt hervorgepresst, dass sie in einem mächtigen Strahle als feuriger Springbrunnen aufstieg. Nach Schilderung von Augenzeugen soll der Lavastrahl hundert Fuss dick gewesen sein und eine Höhe von etwa tausend Fuss erreicht haben.

Der Osten von Hawaï glich einem einzigen Feuerstrome und die Nacht war fast tageshell erleuchtet. Die Lavaströme flossen 35 englische Meilen weit und erstarrten erst in der Nähe von Hilo.

Zwanzig Tage lang dauerte die Eruption in dieser heftigen Weise fort. Seeleute sahen den Feuerschein in einer Entfernung von 200 englischen Meilen und das Getöse drang 40 Meilen weit.

Im April 1868 gerieth der Mauna-Loa schon wieder in eine bedeutende Eruption und im Januar 1872 hatte die Kilauea einen Ausbruch.

Die Rauchsäule und die vulkanische Asche.

Im Zustande ruhiger Thätigkeit sind die dem Vulkane entströmenden Dämpfe weiss oder doch lichtgrau. Sobald die Eruption wirklich beginnt, färben sie sich dunkel und ballen sich auch erst dann zu einer Rauchsäule zusammen, welche bei grossen Eruptionen die schöne Piniengestalt annimmt.

Beim Beginne der Eruption entsteht die vulkanische Asche. Von den Dämpfen mit fortgerissen, und innig mit ihnen gemengt, ist ihre grosse Masse im Stande, wenn sich die Rauchsäule am Himmel ausbreitet, die Sonne zu verfinstern und weitumher Tag in Nacht zu verwandeln.

Durch die Beimengung der Asche erhält die Rauchsäule ihre schwarze Farbe, und darum beginnt auch mit der Ausbreitung der Rauchsäule der Aschenregen in der Umgebung des Vulkans niederzufallen; schon dieses Zusammentreffen lässt die innige Verbindung zwischen beiden erkennen. Die an dem Himmel sich ausbreitenden Dämpfe haben die vor dem Durchbruch angesammelte Spannung verloren und sind nicht mehr im Stande die schwerern Aschentheile schwebend zu erhalten. Sie fallen daher als Aschenregen nieder und nur die Kraft des Windes reicht hin, einen Theil davon fortzuführen und weit über die Grenzen des Vulkans zu verbreiten.

Unter Asche versteht man gewöhnlich den unverbrennlichen Rückstand brennbarer Substanzen. Dieser Begriff der Asche passt nicht auf die vulkanische Asche. Diese hat ihren Namen nur von ihrer äussern Aehnlichkeit mit der Asche des Holzes erhalten.

Die vulkanische Asche stellt ein sehr feines graues

Pulver von zarter Beschaffenheit dar, besteht aber aus demselben Material, wie die Lava. Unter dem Mikroskope löst sie sich in zahlreiche kleine Kryställchen und Krystallbruchstücke verschiedener Mineralarten und in feine glasig erstarrte Lavasplitter auf. Da die Laven verschiedener Vulkane aus verschiedenen Mineralgemengen bestehen, so sind auch in ihren Aschen verschiedene Mineralspecies enthalten, indem dieselben stets mit denen der Lava übereinstimmen.

Die Vesuvasche enthält Stücke von Augit, kleinere Leucite und selten etwas Olivin, dagegen reichliche Mengen von glasigen Splittern. Auch hängen Glastropfen zuweilen an den Mineralbruchstücken oder werden von denselben eingeschlossen.

Die Asche des Aetna besteht hauptsächlich aus Feldspat- und Augitstückchen, Glassplittern und Magneteisen. Die Mineralien aller Aschen, ebenso die des Aetna, zeichnen sich durch die Menge von Dampfporen aus, die sie im Innern einschliessen.

Demnach ist es nicht sowol die Substanz der Asche, welche die Aufmerksamkeit auf sich lenkt, sondern die feine und zarte Beschaffenheit der Masse, welche hier als Asche, gewöhnlich aber als feste und harte Lava erscheint, erfordert eine Erklärung.

In der ersten Periode einer Eruption bahnen sich die lange zurückgehaltenen Dämpfe einen Ausweg durch die den Krater und den Eruptionskanal erfüllende Lava hindurch. Von dem Zustande dieser Lava und der Gewalt der Dampfentwickelung hängt die Entstehung der Asche ab. Die mit explosionsartiger Kraft die Lava durchbrechenden Dämpfe schleudern die noch hindernde Lavadecke in die Luft und zerstäuben sie zu dem feinsten Staube. Die feinen Lavatheilchen verlieren, wegen ihrer geringen Grösse sofort ihre Glut und erscheinen als dunkle Asche oder Lavastaub. Der Vorgang hat grosse Aehnlichkeit mit dem Abfeuern einer mit Wasser geladenen Pistole. Dabei wird das

Wasser ebenfalls mit grosser Gewalt herausgeschleudert und kann zu den feinsten Tropfen zerstäubt werden.

Die Bedingungen der Aschenbildung bestehen darum 1. in grosser Flüssigkeit der Lava; 2. in dem Vorhandensein zahlreicher, in der Lava schwimmender und bei der herrschenden Temperatur nicht schmelzbarer Partikel; 3. in grosser, explosionsartiger Kraft der aufsteigenden Dämpfe.

Die Aschentheilchen sind jedoch lange nicht alle vorher fertiggebildet, sondern es liegen viele Anzeichen vor, dass auch ein grosser Theil davon aus geschmolzener Lava bestand, welche erst nach dem Zerstäubungsprocess erstarrte.

Jene Bedingungen der Aschenbildung herrschen gewöhnlich im Anfange der Eruptionen. Nachdem ein Theil der eingeschlossenen Dämpfe entwichen ist, wird ihre Kraft geringer und die Lava wird mit der Zeit zähflüssiger, sodass die Dämpfe sie wol zu grossen, nach und nach platzenden Blasen aufbläht, und Fetzen von ihr losreissend, als Schlacken auswirft, sie aber nicht mehr in feines Pulver zerstäuben kann. Oder die Lava bricht sich im Verlaufe der Eruption seitwärts Bahn und ergiesst sich als Lavastrom, wodurch die dem Aufsteigen der Dämpfe im Krater entgegenstehenden Hindernisse bedeutend verringert werden. Desswegen trifft so oft das Ende des Aschenregens mit dem ersten Erscheinen eines Lavastromes zusammen.

Eine Asche ganz besonderer Art fiel im April 1872 in der Stadt Neapel nieder. Zwischen den gewöhnlichen Mineralbestandtheilen der Asche waren nämlich damals auch bis zu 0,9 Procent solcher Salztheile darin enthalten, welche unter den gewöhnlichen Umständen als Sublimationen auftreten, wie Salmiak, Chlornatrium, Chlorkalium, Chlormagnesium und schwefelsaurer Kalk. Die Dämpfe dieser Salze, welche sonst rasch fest zu werden und auf dem Vulkan als Sublimate sich niederzulassen pflegen, wurden in diesem Falle von der

grossen Gewalt der Gase weit fortgerissen, und indem sie bei dem Niederfallen der Asche erstarrten, bedeckten sie mit den gewöhnlichen Aschentheilen gemengt den Boden.

Die Feuersäule.

Die Feuersäule, welche in der Nacht an Stelle der Rauchsäule tritt und sich sowol durch ihre unermessliche Höhe, wie durch ihre imposante Ruhe inmitten des Tosens der Eruption auszeichnet, hat verschiedene Erklärungen erfahren, da die Unmöglichkeit der Annäherung an den Mittelpunkt der Eruption, und also auch einer directen und genauen Untersuchung, die richtige Erkenntniss anfangs verhinderte.

Lange Zeit hindurch erblickte man in den Eruptionen nur die Folgen eines grossartigen Verbrennungsprocesses und der Feuerschein musste, so schien die einfachste Erklärung, von den Flammen herrühren. Die Feuersäule war nur die riesige zum Himmel ansteigende Lohe, welche den Höhepunkt des vulkanischen Processes kennzeichnete.

Es bedurfte nur geringer Aufmerksamkeit, um die Unrichtigkeit dieser Erklärung zu erkennen, denn das Unstäte, Wechselvolle auch der riesigsten Flamme fehlt der Feuersäule gänzlich und sie besitzt nicht eine einzige der charakteristischen Eigenschaften einer Flamme, wol aber ist der Eindruck, wenn sie über dem Gipfel des Berges sich in unerschütterlicher Ruhe erhebt und selbst durch den stärksten Sturmwind der vulkanischen Gewitter nicht im mindesten aus ihrer senkrechten Stellung verdrängt wird, ein ganz eigenartiger.

Man hat darum diese frühere Erklärung durch eine andere zu ersetzen versucht, wonach die zahllosen, am Anfange einer Eruption ausgeschleuderten kleinen glühenden Lavaschlacken sich zu einem mächtigen, scheinbar zusammenhängenden Strome vereinigen und den Ein-

druck einer hohen Feuersäule hervorrufen sollten. Auch diese Erklärung stimmt nicht mit den Eigenschaften der Feuersäule überein. Ihre Höhe ist dafür viel zu bedeutend und der Umstand, dass trotz ihrer hellen Glut selbst ganz lichtschwache Sterne durch sie hindurch gesehen werden können, passt nicht zu der Beschaffenheit eines dichten Stromes glühender Schlacken. Derartige Einwürfe stehen dieser Erklärung noch in grösserer Anzahl entgegen.

Es gibt nur eine Erklärung, welche allen Eigenschaften der Feuersäule entspricht. Nach dieser ist die riesige Feuersäule nur der wesenlose Widerschein der den Krater erfüllenden Lava, welcher sich von dem dunkeln Nachthimmel scharf abhebt und von den aufsteigenden Dampfmassen widerstrahlt. Die Glut der Feuersäule erbleicht allmählich, bis sie von Zeit zu Zeit in plötzlichem Aufleuchten wieder in vollem Glanze erscheint. Diese wechselnde Helligkeit ist die Folge der wechselnden Beschaffenheit der Lava im Krater, welche an ihrer Oberfläche aus ihrer hellsten Glut durch die beginnende Erkaltung in dunkle Rothglut übergeht, bis durch den Ausbruch der Dämpfe wieder neue Lava aus der Tiefe in vollster Frische an die Oberfläche gelangt. Unter allen Umständen aber muss eine derartige Feuersäule durchsichtig bleiben und unbeweglich widersteht sie allen Gewalten. Die heller leuchtenden Streifen jedoch, welche da und dort blitzartig in ihr auftauchen und ebenso schnell wieder verschwinden, wie sie erscheinen, bezeichnen die glänzenden Bahnen der Schlacken, welche in dem Widerschein der glühenden Lava emporgeschleudert werden.

Da mit Sicherheit nachgewiesen werden konnte, dass die Feuersäule nicht aus einer grossen Flamme besteht, so hat man lange Zeit das Vorkommen von Flammen bei vulkanischen Ausbrüchen ganz geleugnet. Es bedurfte auch wirklich einer genauen Beobachtung unter günstigen Umständen, um über die Existenz von Flammen Sicherheit zu erhalten.

Von dem Vesuv liegen eine Anzahl solcher Beobachtungen vor. Man hat dort Flammen mit Bestimmtheit erkannt. Bald waren es nur 5 — 6 Zoll lange Flammen von grüner Farbe (7. Juni 1834), bald waren sie 12—15 Fuss hoch, violettroth (2. Juni 1833) oder blutroth (August 1834), gewöhnlich aber intensiv gelb oder schwach blau gefärbt.

Bei der Eruption von Santorin im Jahre 1866 war die kleine Insel Aphroessa zeitweise rings von Flammen umgeben, die auf der Meeresfläche erschienen. Kleine Flämmchen wurden auf den Spalten der Lava sichtbar, sodass in der Nacht vom 5. zum 6. Februar die Insel Georgius mit tausenden derselben bedeckt war, während aus ihrem Gipfelkrater eine mächtige, züngelnde Flamme aufstieg.

Gemeinsam ist allen diesen Flammen eine geringe Lichtstärke und eine nicht sehr bedeutende Höhe, sodass sie nur in unmittelbarer Nähe gesehen werden können. Unter den Producten der Vulkane sind verschiedene brennbare Gase, am reichlichsten Schwefelwasserstoff und Wasserstoffgas. Wenn sich dieselben aus der glühenden Lava entwickeln, oder überhaupt an solchen Orten aufsteigen, wo eine sehr hohe Temperatur herrscht, so müssen sie sich entzünden und in Flammen verzehren. Helle, bunte Farben erhalten sie oft durch Beimischung fremder färbender Substanzen, besonders gelb durch die Anwesenheit von Chlornatrium, auf dieselbe Weise, wie die sogenannten bengalischen Feuer durch fremde Stoffe gefärbt werden.

Die vulkanischen Gewitter.

Die vulkanischen Gewitter sind keine zufällig mit den Eruptionen zusammentreffende Ereignisse, sondern werden durch die Eruption selbst veranlasst. Trotz einer oft sehr bedeutenden Heftigkeit besitzen diese Gewitter doch nur einen geringen Umfang; sie wählen

sich stets den vulkanischen Berg zum Mittelpunkt, sammeln sich über ihm an und senken sich allmählich, seinen Gipfel einhüllend, auf ihn herab.

Die Eruption ist eine mächtige Quelle von Elektricität. Erst neuerdings hat Palmieri bei der Vesuveruption nachgewiesen, dass die Dämpfe positive und die vulkanische Asche negative Elektricität besassen und dass Blitze und Donner nur dann zum Vorschein kamen, wenn jene beiden zusammentrafen. Wahrscheinlich ist auch der ganze Berggipfel elektrisch geladen. Es sind also alle Bedingungen vorhanden, die für die Bildung eines jeden Gewitters nothwendig sind: Verdampfung ungeheuerer Massen von Wasser, die sich wieder zu dichten Wolken zusammenballen können, und grosse Spannung der Elektricitäten, die nach einer Ausgleichung streben müssen.

Nur bei den grössten Eruptionen kommt die Entstehung von Gewittern vor. Es scheinen also bei kleinern Ausbrüchen die Bedingungen dazu nicht in genügendem Maasse vorhanden zu sein. Auch ist wol noch nie an kleinen Vulkankegeln, selbst während der heftigsten Ausbrüche, ein vulkanisches Gewitter beobachtet worden, sondern nur an alleinstehenden Gipfeln hoch aufragender vulkanischer Berge.

Die Natur der Lava.

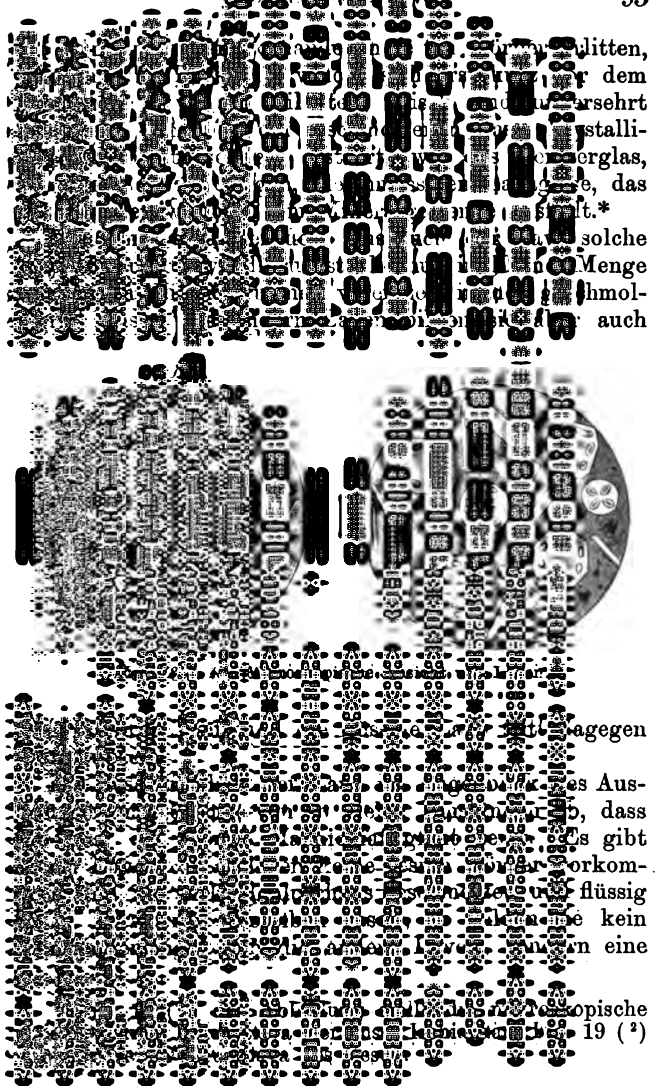
Die Frage: was ist Lava? war nicht so leicht zu lösen, wie es den Anschein hat. Wol sieht man die glühenden Massen aus dem Vulkane hervorbrechen, aber es scheinen keine Mittel zu existiren, um dieselben in diesem Zustande zu untersuchen.

Bis in die jüngste Zeit pflegte man daher nur die mineralische Zusammensetzung der erkalteten und erstarrten Lava, wie die jedes andern Gesteins zu entziffern. Die Beschaffenheit der flüssigen Lava schien sich aber aus ihrer Aehnlichkeit mit den bei der Ge-

winnung der Metalle in unsern Hüttenwerken als Nebenproducte entstehenden glühenden Schlackenströmen von selbst zu ergeben.

Bei der Gewinnung der Metalle, z. B. von Eisen, Blei u. s. w., werden in den Hüttenwerken die Erze mit den anhängenden verschiedenartigen Gesteinsmassen zusammengeschmolzen. Dabei sondert sich das Metall von der geschmolzenen Gesteinsmasse, welche als glühender Schlackenstrom aus dem Ofen abfliesst und dadurch von dem Metall getrennt wird. Dieser Schlackenstrom bietet in kleinem Maassstabe das Bild eines Lavastromes dar. Danach schloss man, dass die Lava, ebenso wie die Hüttenschlacken, eine gleichmässig geschmolzene und darum vollkommen flüssige Masse sei, welche während ihres Erkaltens zu einer harten Gesteinsmasse erstarre. Allein die Uebereinstimmung der Lava mit den Schlacken der Hüttenwerke ist nur scheinbar eine so vollkommene, in Wirklichkeit ist die Entstehung des Lavagesteins eine viel complicirtere.

Wenn die Lava aus dem Vulkan hervorbricht, enthält sie gewöhnlich schon Krystalle und Krystallbruchstücke verschiedener Art, welche in der geschmolzenen Masse liegen. Die Temperatur der Lava ist nicht immer so hoch, um alle Bestandtheile zu schmelzen. Noch in dem erstarrten Lavagestein kann man die Krystalle, welche von Anfang an vorhanden waren, oder bei dem Erkalten der Masse zuerst auskrystallisirten, daran erkennen, dass sie die Einwirkung der hohen Temperatur, welcher sie ausgesetzt waren, sichtbar an sich tragen. Solche Krystalle sind an den Ecken und Kanten abgerundet, angeschmolzen und sogar förmlich in Glasfäden gezogen. Andere sind durch die Hitze zersprungen und in die dadurch enstandenen Risse ist ein Theil der flüssigen Lava in das Innere eingedrungen. Je höher die Temperatur der Lava war, und je länger dieselbe flüssig blieb, was unter anderm auch von der Grösse des Stromes abhängt, desto zahlreichere und tiefer eingreifende Veränderungen haben



durchaus glasartige Masse (Obsidian), welche noch in festem Zustande von der ursprünglich vollkommen geschmolzenen Beschaffenheit dieser Laven Zeugniss ablegt.

Aber auch extreme Fälle der entgegengesetzten Art ereignen sich, wo nur glühende, nicht flüssig geschmolzene Producte erzeugt werden.

Im Jahre 1822 ergoss der Vesuv einen Aschen- oder Sandstrom, der gleich einem Lavastrom aus der Seite des Berges hervorgestossen wurde und über den Abhang herabrollte.

Hauptsächlich sind jedoch die Lavatrümmerströme Beispiele dieser extremen Fälle, indem statt eigentlicher Lava Ströme glühender und äusserlich angeschmolzener Lavaschlacken hervorbrechen.

Der Lamongang, der thätigste Vulkan auf Java, hat in seiner ganzen geschichtlichen Periode nur solche Lavatrümmerströme geliefert, welche als Wälle und Dämme von Schlacken seinen Abhang nach allen Richtungen hin bedecken. Auch andere Vulkane in Java und Südamerika (Cotopaxi, Antisana) erzeugen sie zuweilen und noch neuerdings hat man sie (1837) am Merapi und (1847) am Lamongang beobachtet.

Die Bildungsweise des Lavagesteins ist demnach eine weniger einfache, als man früher annahm. Die neuern Resultate der chemischen Untersuchungen lassen sie aber noch verwickelter erscheinen; denn selbst die Substanz der Lava ist, von ihrem Erguss an bis zum vollständigen Erstarren, fortdauernden Veränderungen ausgesetzt, sodass man das Lavagestein nicht als vollkommen directes Product der aus dem Vulkan ausfliessenden Lava betrachten kann.

Innerhalb der Lava und um dieselbe herum vollziehen sich eine Menge verschiedener chemischer Processe, die so lange auf sie einwirken und sie mehr und mehr verändern, als sie noch nicht völlig erstarrt ist. Einzelne Stoffe werden aus der Lava dadurch beständig weggenommen, andere kommen hinzu. Da sich auf diese Weise die Substanz der Lava fortschreitend ändert,

so kann sie auch in den verschiedenen Perioden des Erkaltungsprocesses zu verschiedenen Mineralien auskrystallisiren, oder es können locale Mineralbildungen in der Nähe des Herdes solcher chemischer Einwirkungen entstehen.

Fasst man die Ergebnisse zusammen, so bestehen dieselben darin, dass man die Lava nicht immer als eine vollkommen geschmolzene Masse betrachten kann, welche durch Erkalten einfach erstarrt, sondern dass sie schon in dem Vulkane sehr verschiedene Schmelzungsgrade besitzt, und dass die Eigenthümlichkeiten des erhärteten Lavagesteins nicht allein von der ursprünglich verschiedenen Substanz der Lava herrühren, sondern auch durch die Einwirkung complicirter chemischer Processe, die sich fortwährend in ihr vollziehen, veranlasst werden.

Die Schlammströme.

Bei der Beschreibung der Eruptionen sind auch die Schlammströme erwähnt worden, welche in so verheerender Weise über die Umgebung mancher Vulkane hereinbrechen.

Die Veranlassung dieser Schlammströme ist mitunter eine rein äusserliche und steht in keinem tiefern Zusammenhang mit der eigenthümlichen Natur des davon betroffenen Vulkans. Solcher Art sind die Schlammströme, welche aus den reichlichen Regengüssen der vulkanischen Gewitter entstehen, die bei dem Herabfliessen über den steilen Bergabhang sich mit der dort vorhandenen feinen Asche zu einem zähen Schlamme mischen.

Ebenso zufällig bilden sich Schlammströme an hohen mit Schnee bedeckten Vulkanen. Indem bei der neuerwachenden Thätigkeit der ganze Boden erwärmt und durchglüht wird, schmilzt der Schnee in kurzer Zeit

und liefert so reichliche Wassermassen, dass dadurch die grössten Schlammströme hervorgerufen werden können.

An dem fast 18,000 Fuss hohen, mit ewigem Schnee bedeckten Cotopaxi schmolz im Jahre 1803 auf diese Weise aller Schnee in einer Nacht und bildete weit sich verbreitende Schlammströme. — Dasselbe Ereigniss kam an dem Vulkan Kötlugja in Island 1755 vor. Die grossen, diesen Berg bedeckenden Gletscher schmolzen plötzlich und ein in drei Arme getheilter Wasserstrom ergoss sich über das Land.

Verschieden von allen diesen Schlammströmen sind jene an den Vulkanen mit Kraterseen. Das Wasser, welches den Krater erfüllt, muss bei dem Beginne einer Eruption entfernt werden, ehe der Aschen- und Schlackenauswurf nachfolgen kann. Die Entfernung desselben erfolgt oft so plötzlich, dass dadurch Veranlassung zu den unerwartetsten und heftigsten Wasserergüssen gegeben wird.

An dem Vulkan Imbaburu floss 1691 ein ungeheuerer Schlammstrom während der Eruption herab, welcher zahlreiche todte Fische enthielt. — Bei der Eruption des Carguairazo breiteten sich 1798 die Wasser- und Schlammmassen über vier Quadratmeilen aus und bedeckten das Land mit vielen todten und einzelnen lebenden Fischen. — Die Vulkane Augua in Guatemala, Idjen (1817), Gelungung (1822), Tangkuban-Prahu (1846) auf Java sind ebenfalls durch den Ausbruch ihrer Kraterseen bekannt. Ueberhaupt dürfte in einem solchen Ereigniss die Ursache der meisten Schlammströme zu suchen sein.

Es lässt sich jedoch nicht leugnen, dass Schlammströme bisweilen auch aus dem Innern des vulkanischen Berges hervorbrechen. Diese Art von Schlammströmen zeichnet sich gewöhnlich durch eine höhere Temperatur aus; sie werden oft kochend und dampfend ergossen.

Am 18. Januar 1793 flossen aus dem Unsen nach allen Seiten hin Ströme von siedendem Wasser und Schlamm.

Solche Schlammlaven sind dann ein Ersatz für die

gewöhnlichen glühenden, ganz oder halbgeschmolzenen Laven, deren Zustand sie durch den Mangel einer genügenden Hitze nicht annehmen konnten. Schlammlaven sind wol viel seltener, wie andere Schlammströme und die Berichte darüber nur mit Vorsicht aufzunehmen, um jede Verwechselung mit ausfliessenden Kraterseen zu vermeiden.

Die vulkanischen Producte.

Die Laven.

Unter allen vulkanischen Producten sind die Laven die wichtigsten. Sobald die Lava erhärtet und erkaltet ist, bildet sie ein Gestein, welches aus einem Gemenge verschiedener Mineralien besteht und das einer Prüfung und Beschreibung, wie jedes andere Gestein, bedarf.

Von den bekannten Gesteinen gleichen den Laven die Basalte und Trachyte vollständig. Sie enthalten dieselben Mineralien und sogar untereinander in gleicher Weise verbunden. Man kann zwischen diesen Gesteinen und den Laven keinen andern wesentlichen Unterschied auffinden, als dass letztere in deutlichen Strömen geflossen sind und von wirklichen Vulkanen mit Krateren ergossen wurden, während Basalte und Trachyte in sehr charakteristischen und regelmässigen Kegeln auftreten, oder massenhafte Lager über den ältern Gesteinen bilden.

Wo die Verhältnisse eine Vergleichung des Alters der Basalte und Trachyte mit den echten Laven gestatten, da sind Basalte und Trachyte stets älter, wie die Laven.

Als Gesteine zerfallen die Laven, wegen ihrer Uebereinstimmung mit den Basalten und Trachyten, in die beiden Hauptgruppen der Basaltlaven und der Trachytlaven.

Die Basaltlaven sind schon leicht durch ihre dunkle



fast völlig schwarze Farbe zu unterscheiden und bei grobkörniger Ausbildung erkennt man nicht schwer die Mineralien Augit und Feldspat, welche sie hauptsächlich zusammensetzen. Obgleich der Augit den Hauptbestandtheil aller Basaltlaven ausmacht, so wird doch der Feldspat oft ganz oder theilweise durch andere Mineralien ersetzt und dadurch entstehen verschiedene Abänderungen der echten Basaltlaven: Leuzitbasalte (Vesuv, Albanergebirge u. s. w.), Nephelinbasalte (Lava von Capo di Bove, Herchenberg in der Eifel, einzelne Laven des Vesuv), Anorthitbasalte (Island, Antillen) und Sodalithbasalte (Vesuv u. s. w.) sind die häufigsten.

Ausserdem treten in allen diesen Abänderungen, infolge des Zusammenwirkens so complicirter Vorgänge bei der Entstehung der Lava, noch viele andere, aber untergeordnete Mineralien auf und zwischen denselben wird, wenigstens unter dem Mikroskope, glasartige Lava, welche oft die andern Mineralien zu verkitten scheint, sichtbar.

Die Trachytlaven besitzen oft eine ganz helle, fast immer aber wenigstens eine viel lichtere Farbe, wie die basaltischen Laven. Wie bei den gewöhnlichen Trachyten sind es besonders zwei Feldspate, Sanidin und Oligoklas, welche miteinander das Mineralgemenge bilden und von denen der erstere zuweilen in grossen Krystallen (Ischia) in dem feinen Gemenge eingeschlossen ist. Auch bei den Trachytlaven ist neben den Mineralien glasig erstarrte Lava vorhanden, oft sogar in viel reichlicherer Menge, wie in den Basaltlaven. Eine ungewöhnlich dunkle Farbe, welche die Trennung der beiden Hauptarten von Lava auf den ersten Anblick erschwert, ist häufig die Folge davon.

Es lassen sich ebenfalls mehrere Abänderungen trachytischer Laven, die sich durch einzelne Mineralien auszeichnen, voneinander unterscheiden: Sanidintrachyt, Oligoklastrachyt, Phonolith, Hauyntrachyt, Sodalithtrachyt.



Der Sodalith der letzten Abänderung ist demnach in ebenso charakteristischen basaltischen, wie trachytischen Laven enthalten. Deutliche Anzeichen weisen darauf hin, dass die Entstehung dieses Minerals ein an allen Vulkanen möglicher Vorgang ist, der nur von dem Zusammentreffen günstiger Umstände abhängt und sich erst nach dem Erguss der Lava in dem Strome vollzieht. Darum kann dieses Mineral ebenso wol in basaltischen, als trachytischen Laven vorkommen.

Wenn man auf die Beschreibung der übrigen Mineralien eingehen wollte, welche sich nur untergeordnet in den basaltischen und trachytischen Laven finden, oder, mit freiem Auge schwer erkennbar, erst durch mikroskopische Untersuchung der Gesteine zu entdecken sind, so würde sich ein reiches Gebiet der beschreibenden Mineralogie eröffnen, denn die meisten, scheinbar sehr einfachen Laven enthalten doch eine grosse Anzahl von Mineralspecies. Die Vesuvlaven z. B. sind durchschnittlich aus 12 bis 13 Mineralien zusammengesetzt. Allein die Mittheilung dieses grossen Mineralschatzes, den die Laven bergen, würde mineralogische Kenntnisse voraussetzen und die genaue Erforschung der mineralischen Beschaffenheit der Lava gehört zu den schwierigsten Aufgaben der Gesteinskunde.

Die Verschiedenheit aller basaltischen und trachytischen Laven findet ihren getreuesten Ausdruck in der Verschiedenheit der chemischen Zusammensetzung ihrer Massen. Diese wird, wenn man auf die chemischen Eigenthümlichkeiten nicht näher eingehen kann, am einfachsten dadurch angegeben, dass zwar alle Laven aus Verbindungen der Kieselsäure, aus Silikaten, bestehen, die basaltischen Laven aber an Kieselsäure ärmer sind, wie die trachytischen.

Die Vulkane können jedoch auch Massen hervorbringen, deren Zusammensetzung in der Mitte steht zwischen den kieselsäurereichen Trachyten und den an Kieselsäure ärmern Basalten und diese hat man Trachydolerite (Anderite) genannt.

Die Trachydolerite, deren chemische Beschaffenheit in der Mitte zwischen Basalten und Trachyten liegt, vereinigen in sich auch die mineralischen Eigenthümlichkeiten beider Lavaarten. Der für die Basalte charakteristische Augit ist mit den für die Trachyte bezeichnenden Feldspaten, Sanidin und Oligoklas (in den Andesiten) verbunden. Dabei gibt es auch wieder verschiedene Varietäten (z. B. Hornblendeandesit, Augitandesit u. s. w.), je nachdem mehr das eine oder das andere Mineral seine Eigenthümlichkeit dem Gestein aufprägt.

Die Lavabildung findet unter der Einwirkung so mannichfaltiger Processe statt und so manches hängt dabei von den zufällig herrschenden Umständen ab, dass eine grosse Mannichfaltigkeit der Mineralien und Uebergänge der verschiedenen Lavaarten ineinander nicht überraschen kann.

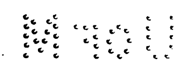
Lockere Eruptionsproducte.

Die lockern Eruptionsproducte bestehen alle aus Lavasubstanz und werden durch die Gewalt der Dämpfe von der den Krater erfüllenden Lava losgerissen. Als Gesteine sind sie daher ebenfalls entweder Trachyte oder Basalte oder Andesite. Nur ihre Form und Grösse variirt, je nach den bei ihrer Entstehung herrschenden Umständen.

Bomben sind Lavastücke, welche in starkgeschmolzenem Zustande emporgeschleudert wurden und infolge ihrer flüssigen Beschaffenheit in der Luft eine runde, tropfenförmige Gestalt angenommen haben und darin erstarrten.

Schlacken bestehen aus unregelmässigen, gewöhnlich von den Dämpfen stark aufgeblähten Stücken zähflüssiger Lava.

Lapilli, kleine rundliche und schaumige Lavabrocken von Erbsen- bis Walnussgrösse, welche oft in



ungeheuerer Menge ausgeschleudert werden und hauptsächlich das Material zum Aufbau der vulkanischen Kegel und Berge liefern.

Der Salak in Java warf 1699 eine so ungeheuere Menge von Lapilli aus, dass noch in einer Entfernung von 40 engl. Meilen die Flüsse dadurch in ihrem Laufe gehemmt wurden.

Sand und Asche. Fein zerriebene Lavasubstanz wird Sand genannt, wenn die einzelnen Theilchen noch eine körnige Beschaffenheit besitzen, und heisst Asche, wenn die Masse noch feiner, staub- oder mehlartig ist. Auch davon erzeugen die Vulkane oft ungeheuere Quantitäten. So wird die Menge von Sand und Asche, welche der Guntur 1843 in der kurzen Zeit von drei Stunden auswarf, nach oberflächlicher Berechnung auf 330,000,000 Centner geschätzt.

Obsidian und Bimsstein zeichnen sich vor allen andern lockern Eruptionsmassen dadurch aus, dass sie aus glasartig erstarrter Lavasubstanz bestehen. Der Obsidian hat eine dunkle Farbe und ist eine vollkommene Glasmasse mit muschelförmigem Bruch und scharfen Kanten. Er stimmt mit der Glassubstanz, welche in der Lava zwischen den Krystallen, freilich oft nur in mikroskopischer Quantität enthalten ist, ganz und gar überein. — Der Bimsstein ist eine durch Dämpfe so stark aufgeblähte Glasmasse, dass er weiss erscheint und auf dem Wasser schwimmt.

Diese glasartigen Eruptionsproducte, Obsidian und Bimsstein, entstehen nur an denjenigen Vulkanen, welche trachytische Laven erzeugen. Es hat den Anschein, als wenn nur die trachytischen Laven in vollständig geschmolzenem Zustande noch so zähflüssig sind, dass die hindurchgehenden Dämpfe Stücke davon losreissen. Vollkommen geschmolzene Basaltlaven scheinen so dünnflüssig zu sein, dass die Dämpfe ohne Stücke davon loszureissen entweichen können.

Die einzelnen Stücke von Obsidian und Bimsstein besitzen sehr verschiedene Grösse, von dem feinen vul-

kanischen Sande an, bis zu grossen Bomben und Schlacken. In einzelnen Fällen ist Obsidian und Bimsstein auch in Strömen geflossen und der Bimsstein dann in Fäden gezogen, wie sich auch erweichtes Glas ausziehen lässt.

Von dem Krater des Campo bianco auf Lipari kann man einen grossen Strom verfolgen, welcher stellenweise aus Obsidian und aus fadenförmigem Bimsstein besteht. — Am Pic von Teneriffa liegt ein Obsidianstrom, welcher $2^1/_2$ deutsche Meilen lang ist. — Ebenso gibt es in Island Obsidianströme, welche an denjenigen Stellen, wo die Dampfentwickelung sehr lebhaft war, in Bimsstein umgewandelt sind.

Tuffe entstehen aus den kleinsten und feinsten der lockern Eruptionsproducte, besonders aus der Asche, wenn dieselben regelmässig abgelagert und aus irgendeinem Grunde zu einer zusammenhängenden, wenn auch lockern und weichen Gesteinsmasse verbunden werden. Bisweilen genügt der Druck der daraufliegenden jüngern Producte, um die feine Asche zu einer locker zusammenhängenden Masse zusammenzupressen, häufiger sind es die bei der beginnenden Verwitterung entstehenden Stoffe, welche als Bindemittel die noch nicht verwitterten Reste verkitten, oder es sind fremde, durch das Wasser zugeführte Substanzen, welche als Kitt dienen.

Sehr häufig findet die Tuffbildung im Meere statt. Die kleinen Eruptionsproducte, welche in das Meer fallen, werden von demselben in Schichten übereinander in der Tiefe abgelagert und dabei ist, durch die Mitwirkung des Wassers, die beste Gelegenheit zum Eintritt der Verwitterung oder zu der Zufuhr fremder, verkittender Substanzen gegeben. Auch andere fremde feste Körper und Reste von Thieren und Pflanzen werden bei dieser Gelegenheit den vulkanischen Massen beigemengt. In den ältern Tuffschichten erscheinen dieselben als Petrefacte, welche zur Bestimmung des Alters dieser Schichten dienen können.



Indem Lapilli und Asche von dem Meere hin- und hergerollt werden, bis sie sich in Schichten ablagern, ist auch die Möglichkeit geboten, dass die verschiedenartigsten vulkanischen Producte in der mannichfaltigsten Weise untereinander und mit fremden nichtvulkanischen Körpern gemengt werden. Da auch die Art, wie die lockern Bestandtheile miteinander verbunden sind und der Grad der vorher eingetretenen Verwitterung, oder die Natur der fremden, als Bindemittel zugeführten Stoffe, eine grosse Abwechselung gestattet, so muss es begreiflicherweise viele, mehr oder weniger stark voneinander abweichende Tuffarten geben.

Die bekanntesten Abänderungen sind: 1. der gemeine vulkanische Tuff; 2. der Posilipptuff, ein weicher, gelblicher trachytischer Tuff des phlegräischen Gebietes bei Neapel, mit verschiedenen Pflanzen- und Thierresten; 3. Peperin, ein fester aschgrauer Tuff mit zahlreichen Krystalleinschlüssen, welcher sich an dem Albanergebirge findet; 4. Trass, ein weicher, hellgefärbter vulkanischer Tuff in dem Gebiete des Laachersees, besonders im Brohlthal und 5. Palagonittuff, aus starkveränderten vulkanischen Producten, mit brauner, fettglänzender Färbung, bestehend.

Eine Folge der eigenthümlichen Art der Entstehung der Tuffe ist es, dass sie von allen vulkanischen Producten sich am weitesten über die eigentliche Wirkungssphäre des Vulkans hinaus ausbreiten. Die kleinen Schlacken und die Asche, welche in das in der Nähe befindliche Wasser, gewöhnlich in das Meer herabfallen, werden oft lange Zeit in demselben hin- und hergerollt, durch Strömungen auch wol in grössere Entfernungen fortgeführt, ehe sie an einem ruhigen Platze in Schichten abgelagert werden. Dadurch bedecken die Tuffschichten die Umgebung des Vulkans im weitesten Umkreis und bezeichnen die Annäherung an den vulkanischen Mittelpunkt, indem sie in grösserer Nähe mehr und mehr von den andern grössern Eruptionsproducten überschüttet sind.

Unter den Eruptionsproducten gibt es auch solche, welche nur zufällig in den Bereich des Vulkans gekommen sind. Dahin gehören die Bruchstücke derjenigen Gesteine, welche unter dem vulkanischen Berge liegen und bei der Entstehung desselben durchbrochen werden mussten, wie die Gneis, Granit, Grauwacke und Thonschieferstücke unter den Schlacken der Eifel, die Granitbrocken in der Auvergne, die Diabasstücke zwischen den vulkanischen Producten der Canarischen Inseln u. s. w. Auch Bruchstücke älterer, nicht mehr sichtbarer vulkanischer Gesteine, welche entweder zum grössten Theil schon wieder zerstört sind, oder doch von den jüngern Producten vollständig verdeckt werden, sind manchmal noch den neuern Eruptionsproducten beigemengt. Auf solche Weise dürften die meisten jener, durch ihren grossen Mineralreichthum berühmten Auswürflinge des Laachersees (Sanidinite), der Somma am Vesuv, und anderer Vulkane zu erklären sein. Natürlich ist die Einwirkung des Vulkanismus nicht immer spurlos an ihnen vorübergegangen; sie zeigen Spuren von Schmelzung, sind gebrannt, oder haben durch die chemischen Processe, denen sie in dem Vulkan ausgesetzt waren, Veränderungen und mineralische Neubildungen erlitten.

Gasförmige Producte.

Neben den festen Eruptionsproducten der Vulkane sind auch die gasförmigen Stoffe, die von ihnen erzeugt werden, für die Erkenntniss der Eruptionserscheinungen von grosser Wichtigkeit. Ein Theil dieser Gase und Dämpfe verschwindet in dem grossen Luftmeere der Atmosphäre; ein anderer Theil wird bei dem Erkalten in sehr mannichfaltigen Sublimationen niedergeschlagen.

Die meisten Gase sind die Resultate bestimmter chemischer Processe, die sich während der Thätigkeit

abspielen, und sie erzeugen, solange sie untereinander und mit den übrigen vulkanischen Producten in Berührung sind, selbst wieder fortwährend neue chemische Processe und Veränderungen. Von vielen, wie Salzsäure, schwefelige Säure, Wasserstoff, Schwefelwasserstoff und Chlornatrium ist der Verlauf ihrer Entstehung und die Art ihrer Einwirkung auf die andern Producte bekannt, allein es lassen sich dieselben ohne Voraussetzung eingehenderer chemischer Kenntnisse, oder ohne allzu weitläufige Erklärungen nicht näher darstellen. Folgende kurze Resultate müssen darum hier genügen:

1. Es gibt unter diesen Gasen und Dämpfen solche, welche die höchste Energie vulkanischer Thätigkeit verrathen. Dahin gehören die in den trockenen Fumarolen auftretenden Chlorverbindungen der Metalle Natrium, Kalium, Eisen, Blei, Kupfer; dann Salzsäure, Wasserstoff und schwefelige Säure. Neuere Erfahrungen haben gelehrt, dass auch alle andern vulkanische Gase zwischen diesen bei höchster Thätigkeit in kleiner Menge vorkommen. Sie sind also nicht ausgeschlossen, aber nur das Erscheinen jener erstern ist für die Zeit erregter Thätigkeit charakteristisch. So hat man Kohlensäure, welche als das Endproduct aller vulkanischen Thätigkeit angesehen wurde, bei Vesuveruptionen an dem eigentlichen Eruptionsherde und inmitten der dort auftretenden Gase gefunden. Selbst Kohlenwasserstoffverbindungen sind daselbst nachgewiesen worden; allerdings nur spurenweise, aber man muss sich mehr darüber wundern, dass diese brennbaren Gase, welche in dieser Umgebung so leicht verändert und vernichtet werden können, wenn sie selbst bei dem vulkanischen Process eine wichtige Rolle spielen sollten, überhaupt noch aufgefunden werden können, als dass ihre Menge so klein ist.

2. Andere Gase sind räumlich oder zeitlich von der lebhaften Eruptionsthätigkeit in der Art getrennt, dass sie in grösserer Menge erst erscheinen, wenn dieselbe

im Abnehmen begriffen ist, oder dass sie zur Zeit der wirklichen Eruption hauptsächlich nur in grösser Entfernung von ihrem Mittelpunkte hervorbrechen. Unter diesen verschwindet Schwefelwasserstoff zuerst und Kohlensäure überdauert alle andern Spuren vulkanischer Thätigkeit am längsten.

Das Alter der Vulkane.

Vulkane haben nur in den jüngsten Entwickelungsperioden der Erde existirt, obgleich sie darum doch, nach menschlichem Maassstabe gemessen, ein sehr hohes Alter besitzen können.

Die früheste Zeit der Entstehung der ersten Vulkane ist durch die vollständige Uebereinstimmung der Laven und der jedenfalls viel ältern Basalte und Trachyte sehr schwierig zu bestimmen. Da kein anderer Unterschied, als die Form des Lavastromes und die Existenz eines Kraters zwischen den wirklichen Vulkanen und den Bergen jener Gesteine vorhanden ist und da bei den ältesten Vulkanen diese Merkmale so leicht zerstört sein können, so gibt es keine scharfe Grenzlinie zwischen den alten Basalten und Trachyten einerseits und den echten Vulkanen andererseits.

Um jedoch in solchen zweifelhaften Fällen eine Entscheidung noch möglich zu machen, hat man, auf Grund sorgfältig gesammelter geognostischer Erfahrungen, für zweckmässig erachtet, Basalte und Trachyte jene Massen zu nennen, welche der Tertiärperiode ihr Dasein verdanken, und Laven diejenigen, welche erst von dem Schlusse der Tertiärperiode an, während der damit beginnenden Neuzeit entstanden sind.

Manche der ältesten wirklichen Vulkane sind wahrscheinlich längst vor der Existenz des Menschen erloschen; bei andern war das Menschengeschlecht noch Zeuge ihrer Thätigkeit, obgleich sie dieselbe, selbst in

Europa, schon weit vor dem Beginne unserer historischen oder sogar sagenhaften Zeit einstellten. Die Bauwerke auf der Insel Therasia und bei Akrotini auf Santorin sind älter, wie die Tuffschichten über ihnen und stammen nach allen ihren Eigenthümlichkeiten aus der vorgriechischen Zeit. — Die menschlichen Reste, welche man unter den vulkanischen Producten der Auvergne gefunden hat, weisen sogar mit grosser Wahrscheinlichkeit auf die älteste Steinperiode des Menschengeschlechts zurück.

Nur wenige Vulkane, welche bald nach dem Ende der Tertiärperiode entstanden, haben wol ihre Thätigkeit bis zu unserer Zeit fortgesetzt. Die meisten derselben sind längst erloschen.

Zu denjenigen Vulkanen, welche seit dem Ende der Tertiärperiode bis zur Gegenwart in Thätigkeit geblieben sind, gehören die Insel Ischia und der Aetna. Erstere begann schon in der frühesten Zeit unserer geologischen Periode sich zu entwickeln und hatte noch in historischer Zeit, im Jahre 1302 einen Ausbruch. Der Aetna ist noch älter und reicht wahrscheinlich noch in die Tertiärperiode hinein und gehört auch jetzt noch zu den thätigsten Vulkanen. Das ist aber ein Zeitraum von solcher Länge, dass wir nicht wagen können den Maassstab unsers Zeitmaasses anzulegen.

Die Unmöglichkeit Basalte und Trachyte von den Laven zu unterscheiden und dieselben, wenn die früher angegebenen, leicht zerstörbaren Merkmale verwischt sind, von den echten Vulkanen zu trennen, deutet auf ein innigeres, zwischen beiden bestehendes Verhältniss hin. Nach den gegenwärtig bekannten Thatsachen ist es auch in hohem Grade wahrscheinlich, dass die alten Basalte und Trachyte nur die ältesten, in der Tertiärperiode thätigen Vulkane repräsentiren, wenn auch unter den damals herrschenden Umständen die Art der Aeusserung ihrer Thätigkeit vielleicht in Einzelheiten mit der der nachtertiären Vulkane nicht völlig übereingestimmt haben sollte.

Charakteristisch ist für die Basalte die Kegelform. Die basaltischen Berge bestehen nicht aus übereinander gehäuften Schichten, sondern aus einem massigen Basaltkegel. Dieselben sind gewöhnlich trichterförmig nach unten in das ältere Gebirge eingefügt und Bruchstücke dieses Grundgebirges finden sich öfters, sogar mit deutlichen Spuren von Hitzewirkung, in den Basalten eingeschlossen. Die festen Basaltkegel waren ursprünglich wol zum grössten Theil mit Schlacken ganz überdeckt. Die das Basaltgestein verhüllende lockere Schlackendecke ist begreiflicherweise jetzt grösstentheils entfernt. Bei den Vulkanen dagegen ist ein massiger Lavakegel nur zuweilen bei längst erloschenen Vulkanen sichtbar, dann aber auch der ganze Bau mit dem der Basaltberge in Uebereinstimmung.*

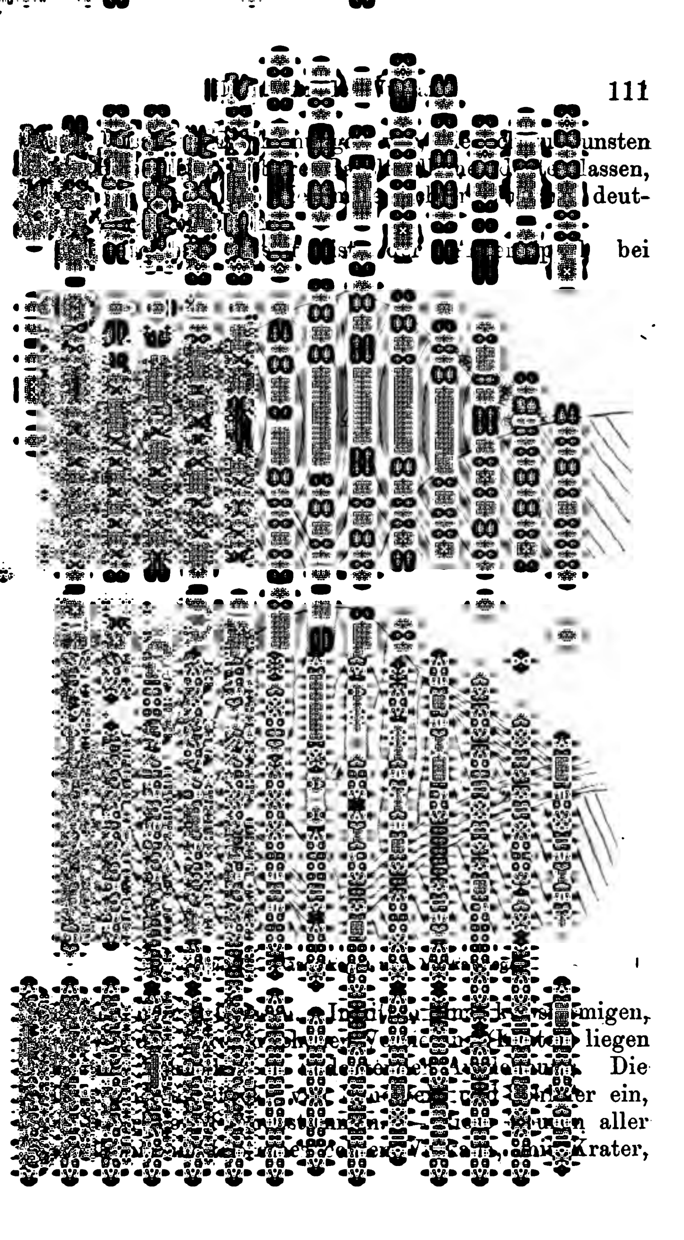
Schlacken und Tuffe umgeben die gegenwärtigen Vulkane in viel grössern Massen, allein sie sind an vielen alten Basalten auch noch vorhanden, und wie vieles mag in der langen Zeit seit dem Ende der Thätigkeit jener tertiären Vulkane vernichtet und in anderer Form zu Neubildungen verwendet worden sein. Ebenso verhält es sich mit den Krateren. Diese sind durchaus aus lockerm und weichem Material aufgebaut und fallen darum so rasch der Zerstörung anheim, dass wir selbst an vielen unserer längst erloschenen echten Vulkanen mit Mühe nach ihren Resten suchen müssen. Jene Vulkane aber, welche die alten Basalte und Trachyte erzeugt haben, sind um so viel älter, wie diese erloschenen echten Vulkane, dass danach ganz aussergewöhnlich günstige Umstände gewaltet haben müssten, wenn an ihnen noch Kraterreste erhalten geblieben sein sollten.

Wirklich kommen an einzelnen, unzweifelhaft ter-

---

* Fig. 20. Durchschnitt durch den Basaltkegel Scheidberg bei Remagen: 1. Thonschiefer; 2. Löss mit Basaltbrocken; 3. Basaltschlacken; 4. Dichter Basalt. — Fig. 21. Vulkan Perlerkopf in der Eifel im Durchschnitt: 1. Devonschiefer; 2. Schichten von Schlacken und Rappilli; 3. Tuff; 4. Dichte Lava; 5. Rapilli und Schlackenschichten.

[illegible] unsten [illegible] lassen, [illegible] deut- [illegible] bei



[illegible]

[illegible] migen, [illegible] liegen [illegible] Die [illegible] ein, [illegible] aller [illegible] Krater,

Tuff, Schlacken und Resten der durchbrochenen Gesteine, verknüpfen die alten Basaltvulkane mit den neuen Vulkanen vollständig.

Auch die echten und theilweise noch thätigen Vulkane lassen erkennen, dass nicht überall die Vulkane erst mit der gegenwärtigen geologischen Epoche begonnen haben. Der Aetna hat zwar die tertiären Schichten durchbrochen, doch kommen in den tertiären Schichten von Catira auch schon Einschlüsse vulkanischer Schlacken vor. Demnach ist der Aufbau des gewaltigen Bergkegels durchaus in der gegenwärtigen geologischen Periode erfolgt, und selbst die Unterlage, auf welcher er ruht und die bis zu der in 600 Fuss Höhe gelegenen steilen Terrasse reicht, gehört unserer Periode an, da die daselbst befindlichen Tuffe nur Reste der jetzt noch lebenden Thier- und Pflanzenarten einschliessen. Allein die vulkanischen Schlacken in den tertiären Schichten von Catira scheinen doch zu beweisen, dass schon in der Tertiärperiode an der Stelle, wo dann später der eigentliche Vulkan entstand, ein Eruptionspunkt vorhanden gewesen sein muss.

Neue Vulkane der historischen Zeit.

Am Beginne der gegenwärtigen Periode haben die vulkanischen Phänomene sogleich eine grosse Bedeutung in der Entwickelungsgeschichte der Erde gewonnen, denn sehr viele unserer echten Vulkane gehören jener fernen Zeit an. Der grösste Theil derselben ist längst erloschen und nur wenige haben ihre Thätigkeit bis zu unsern Tagen fortgesetzt.

Noch aber hat der Vulkanismus so viel Lebensfähigkeit, um nicht nur die längst gebahnten Wege zu benutzen, sondern von Zeit zu Zeit auch noch an neuen Punkten durchzubrechen.

Freilich sind die Fälle von neuen, in historischer Zeit entstandenen Vulkanen nicht allzu zahlreich, allein

es ist gewiss von Interesse, dass überhaupt hohe Berge, die uns gewöhnlich als Symbol des Festen und Unveränderlichen erscheinen und deren Entstehung wir in die Anfänge der Erdentwickelung zu versetzen geneigt sind, noch unter unsern Augen emporwachsen. Und wie kurz ist die historische Zeit, als Theil der Entwickelung der Erde! Unsere Kenntniss der vulkanreichen Länder im Grossen Ocean reicht kaum auf zweihundert, höchstens an einigen Punkten auf dreihundert Jahre zurück. Von diesem Gesichtspunkte aus erscheint die Zahl der in historischer Zeit neugebildeten Vulkane sehr gross und die dadurch hervorgerufenen Reliefveränderungen der Erdoberfläche sehr bedeutungsvoll.

Einer der ältesten Vulkane unter den in historischer Zeit entstandenen, ist der Vulkan Methana auf der gleichnamigen griechischen Halbinsel. Pausanias und Strabo beschreiben kurz, aber anschaulich die Eruption, welche um das Jahr 375 vor unserer Zeitrechnung stattgefunden haben muss. Dieser Vulkan hatte nur die eine Eruption und bildete dabei einen Berg von 630 Fuss Höhe.

Der Vulkan Fusi-no-yama, gegenwärtig der höchste und mit ewigem Schnee bedeckte Berg von Japan (12,235 engl. Fuss), ist, nach japanischen Berichten im Jahre 285 v. Chr. entstanden. Bei dem Ereigniss versank zugleich in der Provinz Oomi ein grosser Landstrich von acht Meilen Länge und zwei Meilen Breite, an dessen Stelle seitdem der See Mitsummi liegt.

Chinesische Berichte erzählen von der in dem Jahre 1007 n. Chr. erfolgten Entstehung des Vulkans Tsinmura oder Tanto. Derselbe erhebt sich auf einer Insel dicht an der Küste der Halbinsel Korea.

Am 28. September 1538 begann die Eruption, durch welche der Monte nuovo erzeugt wurde. Die Stelle befindet sich dicht an der Küste des Golfs von Puzzuoli, kaum eine halbe Stunde von der Stadt entfernt, in dem vulkanischen Gebiete der Phlegräischen Felder, welches jedoch, mit Ausnahme der schwachen Thätig-

Desswegen
und konnte
ulkanen nie
Anfange der
und Asche
kte man an
rg (Fig. 22).
neuen Aus-

das neapoli-
as Ende des
ätigkeit, ist
m Ereigniss
onte nuovo,
ch auch die
eil des Golfs
erhaltenen



Bauten vernichtet und der früher so berühmte Lucriner- und Avernersee zum Theil verschüttet.

Kurz nach der Entdeckung des ostasiatischen Inselarchipels wiederholte sich daselbst mehrfach die Entstehung neuer vulkanischer Berge. Im Jahre 1646 hatte auf der Insel Machian ein Vulkan seinen ersten Ausbruch. Obgleich der neue Berg nur kurze Zeit in Thätigkeit blieb, so gerieth er doch nach 216 Jahren, am 29. December 1862, wieder in Eruption und erlitt dadurch eine völlige Umgestaltung. — Nicht sehr weit davon entfernt ereignete sich 1673 auf der Insel Gilolo eine Eruption, infolge deren sich der Vulkan Gamanacore bildete. — Ebenso ist der Vulkan Kemas, auf der nördlichen Halbinsel von Celebes, in der Residentschaft Menado durch einen im Jahre 1694 erfolgten Ausbruch erzeugt worden.

Auf dem Festlande von Asien, in dem Quellgebiet des Amur und an einem Nebenflusse dieses Stromes gelegen, befinden sich die Vulkane von Ujung Holdongi. Innerhalb dieses vulkanischen Landstriches, welcher den Phlegräischen Feldern ähnlich zu sein scheint, ereigneten sich an zwei neuen, nur $3^1/_2$ Werst voneinander entfernten Punkten in den Jahren 1721 und 1722 zwei Eruptionen, von denen die erste nahezu ein Jahr, die zweite aber nur einen Monat dauerte. Die Folge davon waren zwei neue vulkanische Kegel, von denen jeder eine Höhe von etwa achthundert Fuss erreichte.

Von allen neuen Vulkanen ist der Xorullo in Mexico am berühmtesten geworden, weil es das erste durchaus beglaubigte damals bekannte Beispiel eines neuentstandenen Berges war. Das Ereigniss erweckte um so mehr Interesse, als es in einer vorher wohl cultivirten Gegend stattfand.

Nach mehrmonatlichen Erdbeben begann am 28. September 1759 der Ausbruch ganz unerwartet, da Asche niederzufallen begann, ohne dass man durch die gewöhnlichen, eine Eruption begleitenden Erscheinungen aufmerksam gemacht worden war. Am folgenden Tage war die Meierei San-Pedro de Xorullo, in deren Ge-

biet der Ausbruch erfolgt war, schon zerstört und da die Einwohner flohen, so ist die Erzählung des weitern Verlaufes vielfach durch die Phantasie ausgeschmückt. Thatsächlich wurde eine grosse Fläche mit mächtigen Laven übergossen und dazwischen eine Gruppe von Schlackenkegeln aufgebaut, unter denen der höchste 1480 Fuss hoch ist und dadurch 4000 Fuss über dem Meere erreicht. Seine Thätigkeit, die sich mehrere Jahrzehnte fortsetzte, ist jetzt erloschen.

Mexico und Centralamerika haben uns die neuesten und zahlreichsten vulkanischen Berge geliefert. Schon elf Jahre nach dem Ausbruch des Xorullo, im Februar 1770, entstand, nur acht Meilen nördlich von der Stadt San-Salvador in Centralamerika und nahe der Westküste, der Vulkan Isalco (nach andern Angaben erst 1793). Es war ebenfalls eine Ebene, in der sich jetzt der Berg erhebt. Er hat seine Thätigkeit nie eingestellt und Schlackenauswürfe treten fortwährend nach kurzen Pausen ein und von Zeit zu Zeit erfolgen auch heftige Eruptionen, so in den Jahren 1803, 1856, 1869 und 1873. Schon 1825 hatte der Berg eine Höhe von 1500 Fuss über der ursprünglichen Ebene erreicht und seitdem ist derselbe noch immer weiter angewachsen.

Ein neuer Vulkan wurde in dem Jahre 1856 bei Tuitan in Mexico auf dem Berge San-Ana gebildet. Die ungenauen Nachrichten lassen jedoch noch keine sichere Entscheidung darüber zu, ob der Berg wirklich an einer ganz neuen, vorher nichtvulkanischen Stelle entstanden ist, oder ob der genannte Berg San-Ana ein erloschener, früher unbekannter Vulkan war und der neue Berg demnach nur als neuer Eruptionskegel des erloschenen Vulkans zu betrachten ist.

Ein kurzer Ausbruch, der am 14. November 1867 in geringer Entfernung von Leon in Nicaragua begann, schüttete einen, bisjetzt noch nicht gemessenen, neuen Berg auf.

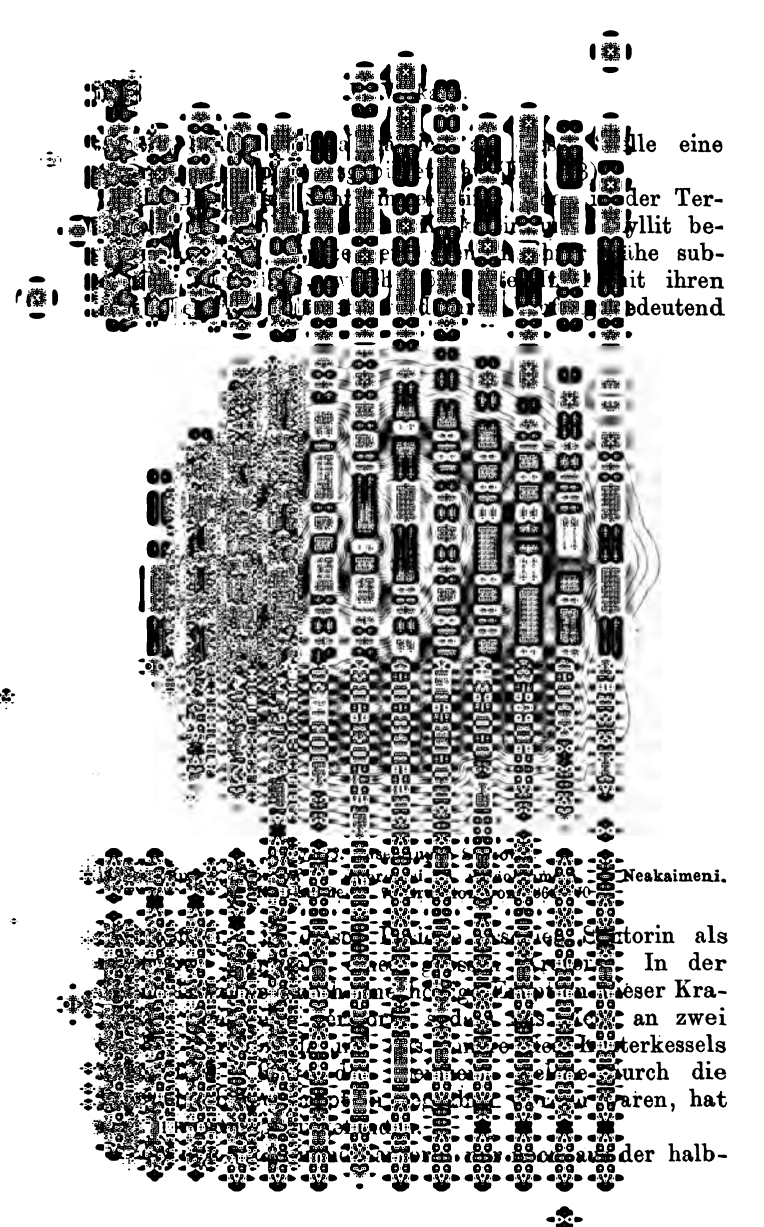
Gleichfalls in Mexico, im Staate Oajaca, nicht fern von der Küste des Grossen Oceans hatte der Vulkan Pochutla 1870 seine erste Eruption.

Neuentstandene Inseln.

Noch zahlreicher, wie die neuen vulkanischen Berge, sind die in historischer Zeit entstandenen Inseln, sodass auch darin wieder der Zusammenhang zwischen dem Meere und einer lebhaften vulkanischen Thätigkeit, der schon durch die Lage fast aller Vulkane und durch viele andere Erscheinungen festgestellt ist, recht augenscheinlich hervortritt. Hauptsächlich aus diesem Grunde sollen auch die vulkanischen Inseln in einer besondern Gruppe vereinigt werden, denn im übrigen bestehen sie nur aus jenen Vulkanen, welche in dem Meere selbst zum Ausbruch gelangten und auf dem Meeresboden ihre Producte zu einem Berge von so bedeutender Höhe anhäuften, dass sein Gipfel über dem Wasser als Insel erschien. Der Kampf der Wogen musste sogleich gegen den Eindringling beginnen, und wenn derselbe nicht hinreichend solide gebaut war, so wurde er durch ihre Gewalt bald zerstört und die neue Insel verschwand wieder. Die meisten neuen Inseln sind auf diese Weise vernichtet worden, ohne dass wir etwas von ihrer Existenz erfahren haben und nur wenige sind von dauerndem Einfluss auf die Reliefentwickelung der Erdoberfläche geblieben.

Unter der Gruppe der Liparen im Mittelländischen Meere, welche aus elf Inseln besteht, sind wahrscheinlich mehrere Inseln erst in historischer Zeit entstanden. Sicher ist jedoch nur die Neubildung der kleinen Insel Volcanello, welche um das Jahr 200 v. Chr. erfolgte. Sie hängt gegenwärtig durch einen schmalen Landstreifen mit der grössern Insel Vulcano zusammen und soll bis in das 16. Jahrhundert in Thätigkeit gewesen sein.

Am wichtigsten, nicht nur unter den Inseln Europas allein, für die Entwickelungsgeschichte der Vulkane, ist die Insel Santorin, an welcher nach langen Perioden der Ruhe von Zeit zu Zeit Eruptionen eintraten, die sehr häufig mit der Bildung neuer Inseln verbunden



mondförmig gebogenen Hälfte des alten Kraterwalles, an dessen vom Meere durchbrochener Seite übrigens noch Ueberreste von dem zerstörten Theile des Kraterwalles zurückgeblieben sind, die kleinen Inseln Therasia und Aspronisi.

In diesem Zustande trat der Vulkan in die historische Zeit ein. Die erste Eruption, von welcher eine sichere Nachricht vorhanden ist, ereignete sich 198 v. Chr. und erzeugte innerhalb der von Santorin umschlossenen Bucht die Insel Paläokaimeni, also einen Eruptionskegel inmitten des grossen alten Kraters. Dieselbe ragt 310 Fuss über den Spiegel des Meeres empor.

Im Jahre 19 n. Chr. hatte der Vulkan einen seitlichen Ausbruch, wodurch ausserhalb der Inselgruppe eine neue Insel, Thia, entstand, deren Lage jedoch nur noch an einer im Meere vorhandenen Untiefe erkannt wird.

Erst nach langer Zeit, 726, begann die Thätigkeit wieder östlich von Paläokaimeni und vergrösserte diese Insel durch ein kleines Vorgebirge.

Im Jahre 1573 wurde in dem alten Krater ein neuer Eruptionskegel, die Insel Mikrakaimeni, gebildet. An ihrem südlichen Ende ist dieselbe 224 Fuss hoch und hat dort einen tiefen Krater.

Eine der grössten Eruptionen fand 1650 ausserhalb des alten Kraters statt, ohne jedoch für die Vergrösserung der Inselgruppe von Erfolg zu sein. Dagegen war der darauffolgende Ausbruch von 1707 die Veranlassung zur Entstehung der Insel Neakaimeni, des dritten grossen Eruptionskegels in dem alten Krater. Dieser Ausbruch dauerte fünf Jahre, bis 1712, an und unterdess erreichte die Insel eine Höhe von 336 Fuss über der Meeresfläche. Auf dem Gipfel liegt ein weiter flacher Krater.

Die letzte Eruption begann 1866, anfangs an einem Punkte, an welchem ein neuer Kegel, Georgios I., erzeugt wurde, später an mehrern andern Stellen, alle innerhalb des alten Kraters, wo nach und nach die sogenannten Mai-Inseln entstanden. Durch die Producte der

bis in das Jahr 1870 fortdauernden Eruption vergrösserte sich der Umfang dieser Neubildungen immer mehr, bis sie mit den schon vorhandenen Inseln zu einer Masse zusammenwuchsen und Vorgebirge derselben oder Landzungen bildeten.

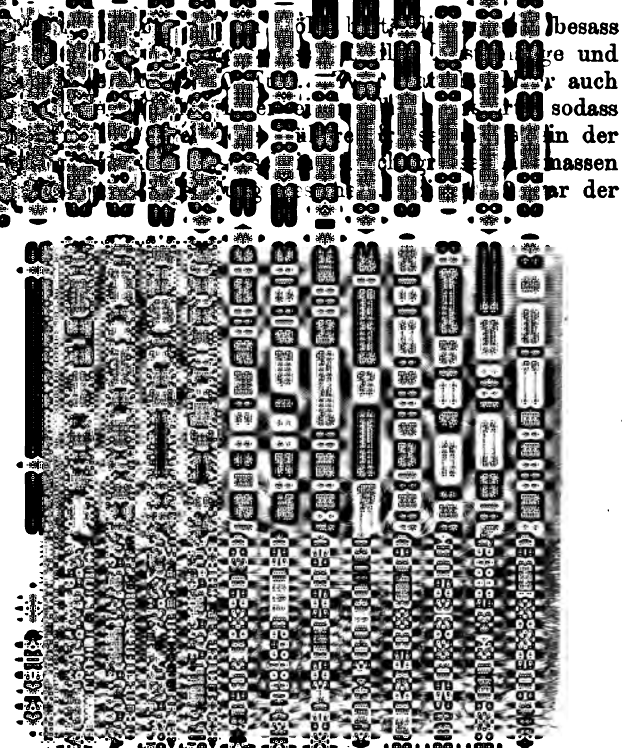
Ein submariner Vulkan, welcher sich zwischen der Inselgruppe der Azoren befindet, hat in historischer Zeit nicht nur mehrere Ausbrüche gehabt, sondern auch wiederholt Inseln erzeugt, von denen jedoch keine bisjetzt Dauer gewinnen konnte. Schon 1638 erschien in der Nähe von San-Miguel eine neue Insel, die jedoch ebenso rasch wieder verschwand, wie die im Jahre 1720 an derselben Stelle entstandene 380 Fuss hohe Insel. Nicht weit davon, mehr gegen San-Jorge, kamen 1757 sogar achtzehn kleine Inseln zum Vorschein, von denen ebenfalls nichts übriggeblieben ist. Im Jahre 1811 versuchte der Vulkan abermals bei San-Miguel eine neue Insel hervorzubringen. Dieselbe erreichte auch den Umfang von einer englischen Meile und eine Höhe von 300 Fuss und erhielt den Namen Sabrina, war aber schon nach einigen Monaten von dem Meere wieder zerstört. Die letzte Eruption trat an diesem Punkte 1867 ein.

Eine Stelle im Meere, nahe dem Cap Reykjanes auf Island, ist gleichfalls durch wiederholte Versuche von Inselbildungen bekannt. Die erste historische Eruption fand 1210 statt. Bald darauf, 1240, bildeten sich bei einer zweiten Eruption mehrere Inseln und noch 1783 wiederholte sich der Fall, indem eine grosse Insel erschien, die von Dänemark in Besitz genommen und Nyoe genannt wurde, aber wie die frühern nur von kurzer Dauer war.

Die Insel Joanna Bogoslowa, in der Nähe von Umnak, einer der Aleuten, verdankt der neuesten Zeit ihre Entstehung. Im Mai 1796 begann ein sehr bedeutender submariner Ausbruch an der Stelle der heutigen Insel und zeichnete sich durch grosse Mengen glühender Schlacken aus. Die Insel, welche sich aus denselben aufbaute, nahm in den folgenden Jahren so-



besass
ge und
r auch
sodass
in der
massen
ar der



dem ist
rnandez
rei In-
er zer-
Nach-
dl. Br.

Viel Aufsehen erregte die submarine Eruption 1831 im Mittelländischen Meere, deren Folge die Insel Ferdinandea war (Fig. 24). Im Juli begann der Ausbruch und schon am 20. bemerkte man zuerst die Insel. Rasch nahm dieselbe zu, allein Lava wurde nicht ergossen, sondern nur Asche und Schlacken ausgeworfen. Es ist daher nicht zu verwundern, dass die Insel, sobald der Ausbruch nachliess, den zerstörenden Einflüssen des Meeres unterlag. Von noch kürzerer Dauer war die im Jahre 1863 in dieser Gegend entstandene Insel und es wurde durch ihr Erscheinen nur die fortdauernde Thätigkeit dieses submarinen Vulkans bestätigt.

Die letzten zur Kenntniss gekommenen Inselbildungen ereigneten sich 1843 an der Küste von Arracan, am 21. October 1853 unter 24° nördl. Br. und 121° 50′ östl. L. und im Jahre 1856 in der Gruppe der Bajubanes, nördlich von den Philippinen. Letztere Insel, Didica genannt, hatte 1860 eine Höhe von 700 Fuss.

Theorie der Vulkane.

Wie alle diejenigen Naturerscheinungen, welche dem Menschen in imponirender Schönheit und zugleich in unbezwingbarer Gewalt entgegentreten, haben auch die Vulkane schon früh mächtig auf die Phantasie gewirkt. Man hat sie im Alterthum darum in den Mythenkreis hineingezogen. Mit heiliger Scheu gab man sich den Eindrücken des Schauspiels hin, welches am Gipfel des Aetna, fast dem einzigen damals bekannten wirklich thätigen Vulkane, meist in ungefährlicher Ferne, wo die Pforten der Unterwelt geöffnet schienen, sich vollzog. Sehr sinnig ist sicherlich die Auffassung, wonach Hephästos (Vulkan) unter dem Berge seine Werkstätte aufgeschlagen hat und die glühenden Funken aus der hohen Esse sprühen, wenn der Gott in Arbeit begriffen ist, um die Blitze des Jupiter zu schmieden.

Auch in der Geologie konnte man sich lange nicht von den phantasiereichen Eindrücken loslösen und die Erklärung der Vulkane folgte nur den wechselnden wissenschaftlichen Systemen, ohne sich auf thatsächliche Untersuchungen zu stützen.

Die älteste geologische Schule von A. Werner erblickte in der Thätigkeit der Vulkane nur die Folgen eines grossartigen Verbrennungsprocesses, sei es von Steinkohlenflötzen, sei es von andern, massenhaft in der Erde abgelagerten brennbaren Substanzen, der, unter günstigen Umständen angefacht, langsam die Vorräthe unter der Erdoberfläche verzehrt.

Nüchtern und einfach, wie diese Erklärung war, konnte sie wol nur jenen Geologen genügen, welche nicht unter dem wirkungsvollen Eindruck einer selbsterlebten Eruption gestanden und thätige Vulkane nur vom Hörensagen kannten. Darum erschienen ihnen auch die Vulkane nicht als wesentliches Glied in der Entwickelung der Erde, sondern es waren Naturerscheinungen, welche gleichsam nur so nebenher ihre Erklärung fanden.

Eine ganz andere Bedeutung erhielten die Vulkane in dem folgenden geologischen Systeme des „Plutonismus." Hier hatte man die Wichtigkeit der Vulkane erkannt und ihnen einen Platz in dem Systeme selbst eingeräumt.

Man ging von dem ursprünglich feurigflüssigen Zustande der Erde aus und dachte sich die Erdoberfläche in zunehmender Erkaltung und Erstarrung begriffen. Die von einer festen Rinde dadurch umschlossene flüssige Masse drängte, nach dieser Hypothese, von Zeit zu Zeit aufwärts, hob die starre Erdrinde und richtete die Schichten derselben empor, bis eine riesige Spalte aufsprang, auf der der Durchbruch erfolgte. Mächtig quollen die Massen hervor und stiegen hoch über die Erdoberfläche auf. Hohe Gebirgswälle, die sich viele Meilen weit erstreckten und deren Gipfel mehrere

tausend Fuss Höhe erreichten, thürmten die durch Erkalten zu Stein gewordenen Gluten auf.

Ueber die Ursache der Durchbrüche des glutflüssigen Erdinnern durch die starre Rinde wichen die Ansichten vielfach voneinander ab, doch scheint jene am meisten Verbreitung gewonnen zu haben, welche in der fortschreitenden Erkaltung der Erde auch den Grund zu dem Aufsteigen des flüssigen Erdinnern suchte. Es mussten sich danach an der nach dem Innern gewendeten Seite der starren Rinde immer neue festgewordene Schichten anlegen und dadurch den Raum der noch glutflüssigen Massen mehr und mehr beschränken. Je mehr dieselben eingeengt und zusammengepresst wurden, desto mehr musste sich ihr Widerstand und der Gegendruck steigern, den sie auf die umschliessende Decke ausübten, bis diese nachzugeben gezwungen war und der Durchbruch erfolgte.

Unter solchen Annahmen konnte man auch eine spätere Periode voraussetzen, in welcher die grosse Dicke der erstarrten Erdrinde jene hoch sich thürmenden Massendurchbrüche nicht mehr gestattete, sondern die flüssigen Gluten nur noch durch die in den festen Schichten zurückgebliebenen engen und tiefen Kanäle in geringerer Menge sich mühsam hindurchpressen konnten. Je mehr Widerstand sie auf diesem Wege fanden, desto heftigere Eruptionserscheinungen erfolgten. Damit ist die Periode der vulkanischen Ausbrüche gekommen und die Vulkane wären danach nur die Nachfolger der frühern grossen Massendurchbrüche.

Eng an diese Hypothese, nur den gegenwärtigen Kenntnissen mehr entsprechend, schliesst sich die in neuerer Zeit mehrfach vertretene* Ansicht an, dass zwischen dem festen Erdkerne und der festen äussern Rinde eine Zwischenlage von mit Wasser imprägnirten Gesteinsmassen, die sich im Zustande wässeriger Schmel-

* Durch Hopkins, Stery Hunt, Poulet Skroup u. a.

zung befinden, existire. In diesen Massen, welche entweder isolirte Reservoirs, oder eine zusammenhängende Schicht bilden, wäre der Ursprung der Lava zu suchen.

Alle diese Erklärungen der Vulkane sind, wie man sieht, nicht aus streng wissenschaftlichen Forschungen hervorgegangen, sondern sie sind das Resultat speculativer Combinationen. Lassen wir aber bei der Erklärung der Vulkane, wie bisher in unserer Darstellung, nur die feststehenden Resultate der wissenschaftlichen Untersuchungen gelten, dann muss unser Urtheil dahin lauten, dass der wirkliche Ursprung der Vulkane noch gänzlich unbekannt ist. Wir kennen nicht die Tiefe unter der Erdoberfläche, in welcher der Sitz des vulkanischen Herdes liegt, und wissen nichts über die hohe Temperatur, welche dort die Gesteinsmassen in glühendem Fluss erhält. Es muss dahingestellt bleiben, ob es die dem Erdinnern eigenthümliche Temperatur ist, welche in der durch die Vulkane eröffneten Tiefe einen so hohen Grad erreicht, oder ob sie durch bestimmte Processe daselbst erzeugt wird. Die Geologie besitzt nicht einmal die Hülfsmittel, um sich darüber Aufklärung zu verschaffen und wenn diese Fragen einst gelöst werden, so wird es die Physik sein, welcher wir diesen Fortschritt verdanken.

Wenn auch somit noch das höchste Problem bei den Vulkanen zu lösen ist, so sind doch in der kurzen Zeit, seitdem mikroskopische und chemische Untersuchungen auf diesen Gegenstand Anwendung gefunden haben, so wichtige Resultate gewonnen worden, dass sie nothwendig ermuthigen müssen, nur auf dem Wege streng wissenschaftlicher Forschung die Fortschritte unserer Erkenntniss zu suchen.

Die Resultate der geologischen Forschung reichen bisjetzt bis zu dem Ursprung der Eruptionen hinauf. Es unterliegt wol keinem Zweifel, dass die Veranlassung zu den Eruptionen durch den Widerstreit der in dem vulkanischen Herde eingeschlossenen Dämpfe und

der ihnen den Ausweg versperrenden Lavamassen gegeben ist.

Die flüssige Lava vermag eine grosse Menge Dampf in sich aufzunehmen (zu absorbiren) und festzuhalten, solange der Druck, unter dem sie sich befindet, und ihre Temperatur sich nicht ändern. Ist die Menge des Dampfes zu gross, um absorbirt zu werden, oder vermindert sich der Druck, sodass von den in der Lava enthaltenen Dämpfen etwas frei wird, so suchen dieselben auf einem Auswege an die Erdoberfläche aufzusteigen.

Die Lava, und demnach auch die mit ihr in Berührung stehenden Dämpfe besitzen eine hohe Temperatur, welche der Regel nach wenigstens einige hundert Grade erreicht, und auf mehrere tausend Grad steigen kann. Je höher aber die Temperatur der Dämpfe ist, desto grösser ist die Gewalt, mit der sie sich auszudehnen streben (ihre Expansionskraft). Das ist ein Satz der täglichen Erfahrung, welche jetzt durch Dampfmaschinen und Locomotiven allgemein verbreitet ist.

Wenn man die Menge der Dämpfe berücksichtigt, welche bei einer Eruption in dem Vulkane angesammelt sind und deren Erhitzung, so kann man sich eine Vorstellung von der ungeheuern Gewalt machen, mit der dieselben die Lava zu heben und zu durchbrechen suchen. Je grösser der Widerstand ist, desto furchtbarer ist die Explosionskraft, mit der die Dämpfe ihn schliesslich besiegen.

Da beim Beginne einer Eruption dem Aufsteigen der Dämpfe gewöhnlich die grössten Hindernisse entgegenstehen, welche sowol von der in dem vulkanischen Herde befindlichen flüssigen Lava, wie durch die erhärtete alte Lava, welche die Eruptionskanäle ausfüllt, bereitet werden, so besteht der Anfang der Eruption der Regel nach in der heftigsten Explosion.

Der ganze weitere Verlauf des Ausbruchs ist eine Kette grösserer oder kleinerer Explosionen, je nachdem

augenblicklich die Hindernisse der Dampfentwickelung grösser oder geringer sind.

Nachdem die den Ausbruch eröffnende Explosion die Eruptionskanäle freigemacht, erreichen die spätern Explosionen selten die Höhe der ersten, doch besitzen sie noch immer eine grosse Gewalt, solange der Aschen- und Schlackenauswurf dauert.

Sobald die Lava an irgendeiner Stelle des Vulkans ausfliesst, verlieren die Explosionen ihre grosse Gewalt. Durch den Erguss der Lava wird im Innern des Berges Raum geschafft und die zum Krater führenden Eruptionskanäle werden freier, sodass die Dämpfe leichter aufsteigen können. Manchmal stösst der Gipfelkrater in diesem Theile der Eruption dichte Dampfwolken aus, ohne besonders auffallende und gewaltsame Erscheinungen, während unterdessen am Abhange sich der Lavastrom ebenso ruhig ergiesst.

Hat sich der grösste Theil der Lava aus dem vulkanischen Herde entleert, so kann der Vulkan in den ruhig dampfenden Solfatarenzustand übergehen und die Eruption ist beendigt.

Bei lange andauernden Eruptionen kann die Lava auch allmählich die anfänglich vorhandene Temperatur verlieren und zum Erstarren geneigt werden. Dann wird sie schon beim Aufsteigen zähflüssig und, theilweise erstarrend, verstopft sie den Dämpfen wieder ihre Bahnen. Bei derartigen Ausbrüchen tritt, inmitten der Eruptionsthätigkeit, eine zeitweise Ruhe ein, bis die eingeschlossenen Dämpfe sich hinreichend gesammelt haben, um in neuen heftigen Explosionen den zweiten Act zu beginnen.

Obgleich die Dämpfe in ungeheuern Massen die Lava durchbrechen und aus dem Krater sowol, wie aus Tausenden von Fumarolen aufsteigen, so schliesst doch auch die Lava selbst noch sehr grosse Quantitäten von Wasserdampf ein. An ihrer Quelle wird die, bisher eingeengte Lava plötzlich frei und ein Theil der unter hohem Druck im Vulkan in sie hineingepressten Dämpfe

ringt sich nun rasch aus ihr los. Dichte Dampfwolken verdecken den Ursprung des Stromes und umhüllen seine ganze Länge, soweit dieselbe rothglühend ist, wie mit einem dichten Schleier. Wo bei fortschreitender Erkaltung sich über der Lava schon eine starre Decke gebildet hat, da concentriren sich die aus derselben hervorbrechenden Dämpfe auf einzelne Stellen, an denen sie in dichten Strahlen als Fumarolen aufsteigen.

Die Gewalt der Fumarolendämpfe ist bisweilen so gross, dass sich auf dem Lavastrom die Eruption des Vulkans in kleinerm Maassstabe wiederholt. Der Kampf zwischen den sich losringenden Dämpfen und der zähen erstarrenden Lava erneuert sich, Schlacken werden losgerissen, emporgeschleudert und sammeln sich auf der Oberfläche des Stromes beim Herabfallen zu Kegeln an, auf deren Gipfel dann der kleine Krater seine Thätigkeit noch längere Zeit fortsetzt. Die Vorgänge, welche im Innern des Berges die Eruptionserscheinungen hervorrufen, liegen demnach hier unverhüllt vor Augen.

Die Mannichfaltigkeit der Erscheinungen bei den verschiedenen vulkanischen Eruptionen lässt sich im wesentlichen auf folgende wenige Bedingungen zurückführen: 1. verschiedene Temperatur im vulkanischen Herde; 2. verschiedene Mengenverhältnisse zwischen Lava und Dämpfen; 3. verschiedene chemische Zusammensetzung der Lava, von der ihre Schmelzbarkeit und Zähigkeit abhängt; 4. verschiedene Höhe des vulkanischen Berges oder verschiedene Tiefe des vulkanischen Herdes unter der Oberfläche.

Chemische Processe begleiten die ganze Eruption und alle einzelnen Erscheinungen derselben. Mit wechselndem Grade von Energie betheiligen sie sich an der Eruption und durch ihren Verlauf, durch die Verschiedenheit der dabei betheiligten Stoffe, gewinnen sie Einfluss auf die Beschaffenheit der Producte des Vulkans. Sie selbst aber verdanken ihre Mannichfaltigkeit hauptsächlich der höhern oder niedrigern Temperatur, welche bei den Eruptionen herrscht, da die Grund-

bestandtheile zu all den chemischen Processen fast stets vorhanden sind.

Ueber die Veranlassung vulkanischer Eruptionen kann demnach kein Zweifel existiren. Es ist der Kampf zwischen den im vulkanischen Herde eingeschlossenen Dämpfen und den daselbst vorhandenen glutflüssigen Lavamassen.

Wird der Zutritt des Wassers zu dem vulkanischen Herde abgeschnitten, so kann bei einem thätigen Vulkane eine Periode vollkommener Ruhe beginnen, obgleich der vulkanische Process sich möglicherweise in dem vulkanischen Herde ungestört weiterentwickelt, bis bei erneutem Zutritt von Wasser die Dampfbildung und die Thätigkeit wiederbeginnt.

Geht ein Vulkan dagegen aus der Eruption in die Solfatarenthätigkeit über, so dauert die Dampfbildung fort, allein die Eruptionskanäle stehen offen und die Dämpfe werden in dem vulkanischen Herde nicht durch grosse Lavamassen an dem Aufsteigen gehindert. Es ist auch möglich, dass der vulkanische Process schon beendigt ist und dass das in den Herd gelangende Wasser daselbst nur durch die zurückgebliebene Hitze verdampft wird.

In diesem Falle dauert die Solfatarenthätigkeit fort, bis der angesammelte Wärmevorrath verbraucht ist und darauf nimmt der Berg den Charakter eines erloschenen Vulkans an.

Auch die Herkunft der Dämpfe, welche bei der vulkanischen Thätigkeit eine so grosse Rolle spielen, ist nicht ganz unbekannt. Das Meer ist es, welches dem vulkanischen Herde die zur Dampfbildung erforderlichen Wassermengen hauptsächlich liefert.

Das Wasser und die Dämpfe der Vulkane enthalten alle die Stoffe, bis zu dem geringsten, durch welche sich das Meerwasser von dem reinen, süssen Wasser unterscheidet. Die verschiedenen Salze des Meeres steigen in Dampfform unter den Fumarolenproducten

auf, bilden reichliche Sublimationen in der Umgebung der Eruptionspunkte, finden sich gelöst in dem Wasser der Schlammströme und der heissen Quellen, die aus dem Vulkane hervorbrechen und sind sogar theilweise mit dem Lavagestein verschmolzen. Kurz überall, wo lebhafte Thätigkeit herrscht, sind diese Salze vorhanden und je grösser ihre Energie ist, desto vollzähliger lassen sich auch die seltenern und unbedeutendern der Meeresbestandtheile unter den vulkanischen Producten nachweisen.

Sogar das Mengenverhältniss der Salze des Meeres bleibt unter den vulkanischen Producten erhalten. Die dem Kochsalz (Chlornatrium) zunächst verwandten Salze (Chlorverbindungen) sind in dem Meerwasser und unter den salzigen Producten der Vulkane am reichlichsten vertreten; darauf folgen die schwefelsauern Salze (schwefelsaure Magnesia, schwefelsaures Natron u. s. w.) und endlich spurenweise die seltenern Salze (phosphorsaure Salze u. s. w.) und die metallischen Stoffe (Kupfer, Blei, Thallium u. s. w.). Selbst die organischen Massen welche in dem Meerwasser vorkommen, sind unter den vulkanischen Producten noch nicht ganz verschwunden, obgleich sie durch die hohe Temperatur und die glühende Lava so leicht zerstört werden. Nur unter günstigen Umständen freilich finden sich unter den Gasen auch noch Kohlenwasserstoffe und andere Zersetzungsproducte jener organischen Substanzen vor. Vielleicht, und es ist sehr wahrscheinlich, wenn auch nicht erwiesen, haben auch die bedeutenden Mengen von Salmiak, welche unter den Sublimationen der Vulkane eine hervorragende Stelle einnehmen und deren Entstehung bisjetzt noch keine Erklärung gefunden hat, in dem Vorkommen dieser organischen Stoffe ihren Ursprung.

Die Salze des Meeres kommen nur theilweise in unveränderter Form unter den Producten der Vulkane wieder zum Vorschein. Unter dem Einfluss der hohen Temperatur und der dadurch eingetretenen Schmelzung und Verdampfung werden sie die Veranlassung zu den,

früher erwähnten mannichfaltigen und complicirten chemischen Processen, welche die ganze vulkanische Thätigkeit begleiten. Sie zersetzen sich gegenseitig und gruppiren ihre Bestandtheile in anderer Weise, sodass daraus zahlreiche neue Salze und Gase hervorgehen. Die wichtigsten und oftgenannten Fumarolengase, Salzsäure, Schwefelwasserstoff, schwefelige Säure u. a. sind aus den Meeressalzen hervorgegangen.

Auch in die Beschaffenheit der Lava greifen sie ein. Unter ihrem Einflusse werden der glühenden Lava fortwährend einzelne Stoffe entzogen, andere dafür zugeführt, sodass sie ihre chemische Zusammensetzung bald mehr, bald weniger ändert und dem durch die Bildung verschiedenartiger Mineralien während des Erkaltens Ausdruck verleiht.

Wir dürfen nicht erwarten, die im Meere enthaltenen Salze auch alle gleichzeitig an den Vulkanen auftreten zu sehen. Einige von ihnen werden leichter verändert, wie andere, oder bedürfen höherer Temperaturen um in Dampf- oder gasförmigen Zustand überzugehen und es hängt demnach ganz von der Art der Thätigkeit des Vulkans ab, ob alle Salze, oder welche von ihnen sich betheiligen.

Da die mannichfaltigen Bedingungen, von welchen der Verlauf der bei der vulkanischen Thätigkeit sich abspielenden chemischen Processe abhängt, nicht nur bei jeder einzelnen Eruption, sondern auch im Laufe ein und derselben Eruption sich ändern, so werden jene Processe so mannichfaltig und complicirt, dass es wol begreiflich wird, wie man lange den Faden der Lösung nicht zu finden vermochte. Gegenwärtig lassen sich die meisten chemischen Processe, wenigstens die allgemeinsten und einflussreichsten, in ihrer ganzen Entwickelung verfolgen.

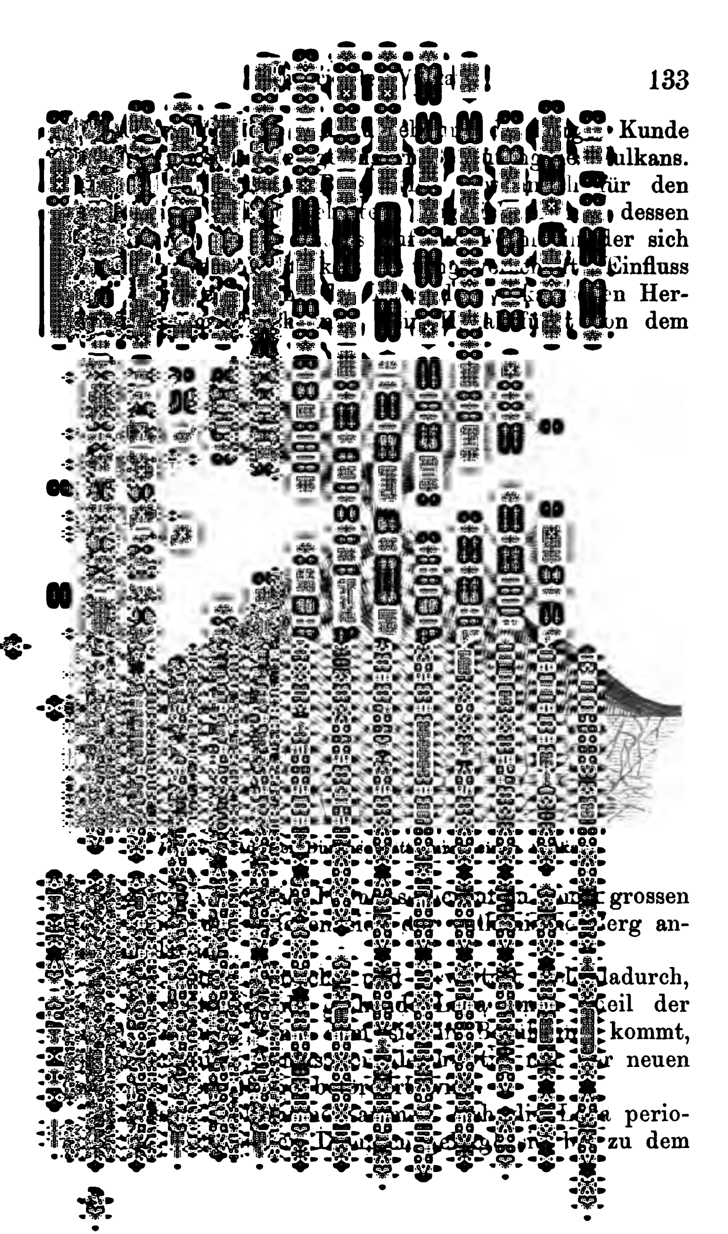
Durch das Auftreten aller Meeressalze unter den Producten der vulkanischen Thätigkeit und durch die Kenntniss der daraus entspringenden chemischen Vorgänge ist die Betheiligung des Meereswassers bei der

vulkanischen Thätigkeit wol hinreichend erwiesen. Die Salze und die aus ihnen hervorgehenden Stoffe sind ebenso unzertrennliche Begleiter jeglicher vulkanischen Thätigkeit, wie die dabei entströmenden Dampfmassen, weil beide von derselben unerschöpflichen Quelle, dem Meere, dem vulkanischen Herde geliefert werden.

Dadurch findet auch die mehrfach erwähnte Thatsache der Abhängigkeit der Existenz thätiger Vulkane von der Nähe des Meeres ihre Lösung. Die thätigen Vulkane liegen fast ausnahmslos dicht am Meere und die Mehrzahl von ihnen auf Inseln im Meere. Von 139 Vulkanen, welche seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts Eruptionen gehabt haben, sind 98 Inselvulkane und die übrigen fast alle dicht an der Küste gelegen. Die in historischer Zeit neuentstandenen Vulkane sind zum grössten Theil aus submarinen Ausbrüchen hervorgegangen. Unter den thätigen Vulkanen sind also augenscheinlich diejenigen in lebhaftester Thätigkeit, welche durch ihre Lage auf Inseln oder dicht an der Küste unmittelbar von dem Meere berührt werden, und in grösserer Entfernung von dem Meere sind die Vulkane erloschen, oder doch im Erlöschen begriffen. Damit soll nicht ausgeschlossen sein, dass auch Ansammlungen von süssem Wasser zur Erregung vulkanischer Thätigkeit beitragen können. In Südamerika will man die Beobachtung gemacht haben, dass nur die der Küste naheliegenden Vulkane Salzsäure, welche unzweifelhaft aus den Salzen des Meeres entsteht, erzeugen, und dass dieselbe bei den weiter östlich in den Anden gelegenen fehlt.

Der eigentliche Vulkan ist der unsichtbare Herd in der Tiefe. An günstigen Punkten errichtet er sich von Schlacken, Asche und Lava ein sichtbares und dauerndes Zeichen seiner Existenz durch den Aufbau eines vulkanischen Berges. Je länger der Vulkan sich in Thätigkeit befindet und je grossartiger seine Eruptionen sind, desto höher thürmen sich die mannichfaltigen Schichten seiner Producte übereinander auf und darum

Kunde
Vulkans.
für den
dessen
der sich
Einfluss
n Her-
on dem



grossen
erg an-

dadurch,
eil der
kommt,
r neuen

perio-
zu dem

Gipfelkrater emporzuheben, oder bis sie durch das Gewicht ihrer Massen den Abhang durchbricht und sich als Strom ergiesst.

Die Bauart des vulkanischen Berges aus wechselnden Schichten von Tuff, Schlacken und Lava ist eine erwiesene Thatsache. Indem wir jedoch im Innern des Berges einen grossen Sammelraum annehmen, um welchen sich der Berg als kegelförmiger Mantel herumlegt, machen wir einen Schritt in das Reich der Hypothesen. Freilich ergeben sich manche sonst schwer zu erklärenden Erscheinungen ganz einfach aus dieser Hypothese und die Hypothese selbst ist durch Analogien kräftig gestützt. Sowol die grossen Kraterkessel alter Vulkane, wie die steilen Kegel aus massiger Lava finden in dem Vorhandensein jenes grossen Lavaraumes ihre Erklärung.

Wird bei einer Eruption die vorhandene Lavamasse erschöpft, indem sie von den Dämpfen vollständig an die Erdoberfläche gefördert wird, oder indem sich nach anderer Richtung hin ein leichterer Ausweg darbietet, dann umschliesst der vulkanische Berg unterhalb des oberflächlich verschütteten Kraters einen grossen Hohlraum. Es kann sich dann leicht ereignen, dass die lockern, nicht unterstützten Schichten des Berges in sich selbst zusammenbrechen und den Krater zu einem ungeheuern Kessel erweitern. Auf diese Weise kann man sich die grossen Circuskrater entstanden denken.

Ein solcher Vulkan kann wirklich erloschen sein, wenn die Lava dauernd in anderer Richtung abgelenkt ist; er kann aber auch nach langer Zeit zu neuer Thätigkeit erwachen, wenn die Lava in die verlassenen Bahnen zurückkehrt. Dann beginnt eine neue Periode, in der innerhalb des grossen Einsturzkraters nach und nach ein Kegel aufgebaut wird, der fortan als eigentlicher Sitz der Eruptionen erscheint. Das sind Ereignisse, wie sie am Vesuv und zahlreichen andern grossen Vulkanen vorgekommen sind.

Bei dem allmählichen Verlöschen der vulkanischen Thätigkeit kann aber auch ein anderer Fall eintreten.

[illegible] Dämpfe
[illegible] ie zum
[illegible] er noch

[illegible] sturz zer-
[illegible]

[illegible] ufüllen,
[illegible] nnerhalb

[illegible] gel.
[illegible] zerstörten
[illegible] rung.

[illegible] ern aus

[illegible] hen und
[illegible] en. Die

lockern Schichten des Berges sind leicht zerstörbar und indem sie im Laufe der Zeiten durch Verwitterung vernichtet, oder durch die Kraft des Wassers allmählich weggespült werden, wird der innere schwer zu zerstörende Kern blosgelegt. Er hat die Form eines Kegels, einer Kuppe oder eines Domes und wird vielleicht an seinem Abhange noch von kleinen Resten der Tuff- und Schlackenschichten bedeckt.

Damit ist auch die Verknüpfung der alten Basalte und Trachyte mit den wirklichen Vulkanen hergestellt. Die in der Tertiärzeit thätigen und vor dem Beginne der gegenwärtigen Periode erloschenen Vulkane, waren schon so lange Zeit den zerstörenden Einflüssen des Wassers und der Atmosphäre preisgegeben, dass diejenigen vulkanischen Berge, welche nur aus lockern Schichten aufgebaut waren, schon gänzlich vernichtet sind und von den andern nur der massive Kern, hier und da mit einer geringen Tuff- und Schlackendecke übrigblieb. Darum treten Basalte und Trachyte gewöhnlich als massige Kuppen und Kegel auf, obgleich sie nur aus den ältern Vulkanen der Tertiärzeit entstanden sind.

Eine künstliche Nachahmung dieser Vorgänge müsste für die Beweiskraft jener Erklärungen einen grossen Werth besitzen. Die Lava und ähnliche Gesteine lassen sich aber künstlich nicht mehr in den Zustand versetzen, in welchem sie sich in dem Vulkane befanden, indem weder die dazu nöthige Temperatur, noch der entsprechende hohe Druck erreicht werden können. Doch finden dieselbe eine, immer noch sehr werthvolle Unterstützung in den Analogien, welche der Schwefel darbietet. Der Schwefel ist nämlich eine Substanz, welche schon mit den Mitteln, über die der Chemiker verfügt, sich künstlich in einen ähnlichen wässerigen Schmelzfluss versetzen lässt, wie ihn die Lava im Vulkane besitzt.

Der aus Rückständen der Sodafabrikation wiedergewonnene Schwefel wird, seiner Reinigung wegen, in

einem Dampfschmelzapparat unter hohem Druck geschmolzen. Wenn er zum Erstarren in grosse Holzformen abgelassen wird, besitzt er daher einen wässerigen Schmelzfluss, wie die Lava. Sogleich nach dem Ausguss entsteht durch Abkühlung an der Oberfläche eine Kruste, in der einzelne Löcher offenbleiben, durch die man den Schwefel noch im Innern kochen und aufwallen sieht.

Werden die Oeffnungen durch fortdauernde Erstarrung kleiner, so beginnen die förmlichen Eruptionen. Das Wasser, welches der Schwefel aufgenommen hat, ringt sich nämlich nur ganz langsam aus der Masse los. Dabei werden Theile der geschmolzenen Schwefelmasse emporgepresst. Auf diese Weise entstehen immer mehr anwachsende Kegel, auf denen ein kleiner Krater zur Ausbildung gelangt. Dann werden die Eruptionen stärker und Schwefelströme ergiessen sich aus dem Kegel und geschmolzene Tropfen werden als Schlacken in die Höhe geworfen.

Geht die Erscheinung zu Ende, so erstarrt die den Kegel erfüllende Schwefellava und bildet einen festen Kern, welcher von den ausgeflossenen Schichten mantelförmig umhüllt wird.

Man kann aber auch den Vorgang frühzeitig unterbrechen, indem man das Gefäss, in welchem sich der Schwefel befindet, an einer tiefern Stelle öffnet und den unter der Decke befindlichen flüssigen Schwefel abfliessen lässt. Die Eruptionen hören dann sofort auf und die den Krater erfüllende Schwefellava sinkt zurück. Die Untersuchung ergibt dann, dass ein solcher Kegel inwendig hohl ist, indem der aufsteigende flüssige Schwefel einen Theil des innern Schwefelberges wieder geschmolzen hatte, sodass ein grosser hohler Raum entstand und der Kegel selbst nur einen verhältnissmässig dünnen Mantel bildete.

Diese Schwefelkegel, welche durch Eruptionserscheinungen entstanden, die den vulkanischen Ausbrüchen durchaus analog sind, können somit als vollständige

Modelle der vulkanischen Berge betrachtet werden. Sie gestatten jene Hypothesen aufrecht zu erhalten, welche wir zur Ausfüllung der von der Wissenschaft noch gelassenen Lücken angenommen haben. Wir dürfen aber hoffen, dass auf dem Wege der Forschung, welcher in neuerer Zeit zur Erkenntniss des Baues vulkanischer Berge, zur Aufklärung der die vulkanische Thätigkeit begleitenden chemischen Prozesse und der wahren Natur der Lava geführt hat, auch diese Hypothesen in nicht zu ferner Zeit durch wirkliche wissenschaftliche Resultate ersetzt werden.

II.

Erdbeben.

Erdbeben pflegt man Erschütterungen der festen Erdmasse zu nennen, welche ihren Sitz unter der Erdoberfläche haben und von einer unbekannten Ursache veranlasst werden.

Dieser Sprachgebrauch hat sich unwillkürlich bei allen Nationen ausgebildet, und wie man demselben oft unbewusst folgt, wird bei Ereignissen klar, die eine den Erdbeben ähnliche Wirkung hervorrufen. Durch grosse Explosionen und mächtige Felsstürze werden ganz ähnliche Erschütterungen des Bodens erzeugt, die sich nach allen Seiten hin ausbreiten und überall auch die gleiche Wirkung, wie ein wirkliches Erdbeben, herbeiführen. An Orten, wo man von der Explosion oder dem Felssturz nichts weiss, wol aber die Erschütterung spürt, kann man an ein Erdbeben denken. In diesem Sinne haben auch oft die Zeitungen von Erdbeben berichtet; sobald jedoch die Ursache der Erschütterung bekannt wurde, verschwand die Bezeichnung „Erdbeben“ aus den Berichten. Daraus geht deutlich hervor, dass nicht etwa eine eigenthümliche Art der Erschütterung des Bodens, oder eine eigenthümliche Wirkung derselben zu dem Ausdruck „Erdbeben“ Veranlassung gab, sondern nur die Ursache der Erschütte-

rung, welche bei einem Erdbeben unter der bekannten Erdoberfläche liegen muss und nicht künstlich oder willkürlich (also z. B. durch Sprengungen in Bergwerken) hervorgerufen sein darf.

Es ist von grossem Werthe den Begriff „Erdbeben", wie er von allen Nationen benutzt wird, sich klar zu machen, denn allein dadurch bekommt auch die Wissenschaft eine bestimmte und klare Aufgabe, indem sie eben das, was allgemein „Erdbeben" genannt wird, zum Gegenstand ihrer Untersuchung zu machen hat. Die Geologie soll nun die Art der Erscheinung dieser Erdbeben und ihre Wirkungen feststellen und dann die Ursache derselben ergründen.

Beschaffenheit der Erdbeben.

Die Erdbeben erscheinen manchmal nur als ein kaum bemerkbares Erzittern und Beben des Bodens, welches wie leise Zuckungen den festen Erdkörper durchläuft; sie treten aber auch bisweilen mit so furchtbarer, zerstörender Gewalt auf, dass der Mensch macht- und rathlos ihrer vernichtenden Kraft gegenüber steht und die Erdoberfläche dauernde Veränderungen von grosser Bedeutung für ihren Bau und ihre Reliefgestaltung erleidet.

Berüchtigt durch ihre aussergewöhnliche Heftigkeit und ihre furchtbaren Verwüstungen sind aus alter Zeit in Europa die Erdbeben unter Kaiser Tiberius, unter Kaiser Justinus 526, wobei 120,000 Menschen umgekommen sein sollen, und das Erdbeben von 1693 in Sicilien, wodurch ebenfalls über sechzigtausend Menschen ihr Leben verloren.

Auch in neuerer Zeit ist Europa von einzelnen grossen Erdbeben betroffen worden, so im Jahre 1755 Lissabon und 1783 Calabrien, wo auch 1854 und besonders 1870 wieder sehr heftige Erdbeben eintraten. An Ausdehnung und Heftigkeit werden aber die europäi-

schen Erdbeben noch von den in Südamerika vorgekommenen übertroffen. Die berühmtesten derselben sind die von Lima 1746, Riobamba, Februar 1797, Caracas 1812, Mendoza 1861 und das Erdbeben von Peru im Jahre 1868.

Bei schwächern Erdbeben sowol, wie bei stärkern, kann die Art der Bewegung, in welche der Boden versetzt wird, eine verschiedene sein.

Am wenigsten deutlich tritt eine bestimmte Art der Bewegung bei jenem schwachen Erzittern und jenen Zuckungen der festen Erdmasse hervor, welche in den erdbebenreichen Gegenden Südamerikas unter dem Namen „Tremblores" von den eigentlichen Erdbeben, die „Teremotos" heissen, unterschieden werden. Dieselben sind in jenen Ländern so häufig und verhältnissmässig so unschädlich, dass sie nur wenig Beachtung finden. Nur in solchen Gegenden, in welchen Erdbeben zu den seltenen Naturerscheinungen gehören, wie in ganz Nord- und Mitteleuropa, erregen sie Aufmerksamkeit und doch gelingt es selten von den einzelnen Beobachtern übereinstimmende Angaben über die Art, wie die Bewegung des Bodens empfunden wurde, zu erhalten.

Bei jenen stärkern Erdbeben, wo eine bestimmte Bewegung des Bodens zu bemerken ist, pflegt man folgende Arten zu unterscheiden:

Die succussorische Bewegung, welche als ein senkrechter, von unten nach oben wirkender Stoss fühlbar wird. Ist dieselbe sehr stark, so entsteht das Gefühl, als wenn die Erdoberfläche sich zuerst aufwärts bewege und darauf wieder niedersinke.

Die succussorische Bewegung tritt nur an den Punkten ein, wo der eigentliche Sitz des Erdbebens liegt und geht in grösserer Entfernung davon, oder nachdem die Wirkung des Stosses vorüber ist, auch an der ursprünglichen Stelle, in die undulatorische Bewegung über. Doch können sich auch die einzelnen Stösse mehrfach wiederholen, indem sie entweder unmittelbar

aufeinander folgen, oder erst nach längern Pausen. Der stärkste Stoss ist manchmal der erste, manchmal irgendeiner der spätern, ohne bestimmte Regel.

Die succussorischen Erdbeben werden am meisten gefürchtet und ihre Wirkungen, welche oft denen einer explodirenden Mine ähnlich sind, können furchtbare Verwüstungen anrichten.

Bei dem grossen Erdbeben von Calabrien 1783 sollen, nach den gleichzeitigen Berichten, die Berge durch die Stösse des Erdbebens so heftig erschüttert worden sein, dass ihre Gipfel auf- und niederzuhüpfen schienen. Einzelne Häuser wurden mit grosser Gewalt emporgeschnellt und, theilweise ohne bedeutenden Schaden, an andern Stellen wieder niedergesetzt, während einzelne Häuser, gerade wie bei dem Sprengen einer Mine, sammt ihren Fundamenten in tausend Trümmern hoch emporgeschleudert wurden. — Eine ähnliche Schleuderkraft machte sich bei dem Erdbeben von Riobamba 1797 geltend, indem viele Leichname der Einwohner auf einen jenseits des Flüsschens Lican gelegenen, mehrere hundert Fuss hohen Hügel geschleudert wurden.

Eine zweite Art der Bewegung des Bodens infolge von Erdbeben ist die undulatorische oder Wellenbewegung. Die Erdoberfläche scheint sich dabei regelmässig zu heben und zu senken, während die Bewegung in einer bestimmten Richtung fortschreitet. Bei heftigen Erderschütterungen dieser Art hat die Erdmasse scheinbar ihre starre Beschaffenheit verloren und gleicht einer bewegten Flüssigkeit. Die wellenförmig schwankende Bewegung gibt sich dann nicht allein dem Gefühl zu erkennen, indem man sich auf einem schwankenden Schiffe zu befinden glaubt, sondern die Bewegung des Bodens wird auch bisweilen dem Auge sichtbar.

Bei stärkern Erdbeben tritt die undulatorische Bewegung des Bodens am häufigsten ein und breitet sich am weitesten aus. In einzelnen Fällen erstreckt sich

eine solche Erderschütterung über Flächen, die viele Hunderte von Quadratmeilen umfassen. Häufig geht das undulatorische Erdbeben aus dem succussorischen hervor, wenn die dadurch erzeugte Erschütterung sich vom Sitze des Erdbebens aus weiterhin verbreitet; oft ist aber auch keine bestimmte Stelle durch eine stossartige Erschütterung als Ausgangspunkt des Erdbebens bezeichnet, sodass man nur durch die grössere oder geringere Stärke der undulatorischen Bewegung auf die Annäherung an jenen Punkt schliessen kann.

Die wellenförmigen Erderschütterungen sind unter den starken Erdbeben weniger zu fürchten. Nur wenn sie einen ungewöhnlich hohen Grad von Heftigkeit erreichen, können auch ihre Wirkungen von furchtbaren Folgen sein.

Die rasch aufeinander folgenden Erschütterungen, welche der Aetna am 2. September 1852 während einer kleinen Eruption erlitt, erzeugten bei dem bekannten Geologen Gemellaro sowol, als bei seinem Führer, die sich im Val del Bove am Aetna befanden, vollständig das Gefühl der Seekrankheit. — Bei dem Erdbeben von Ardebil, im October 1848, befand sich der Erdboden eine ganze Stunde lang in undulatorischer Bewegung und während des berühmten Erdbebens von Caracas am 26. März 1812, war dieselbe so stark, dass die Erdoberfläche einer siedenden Flüssigkeit glich. Dass derartige Erzählungen nicht übertrieben sind und so heftige Schwankungen des Bodens, wie unvereinbar sie auch mit unsern gewöhnlichen Begriffen von dem starren Zustand der Erdmasse zu sein scheinen, doch nicht so gar selten sind, beweisen noch Beobachtungen aus den letzten Jahren. Im April 1871 wurde die Stadt Battang in China von furchtbaren Erderschütterungen heimgesucht. Auf gewaltsame Stösse, die während mehrerer Tage von Zeit zu Zeit eintraten, folgten so heftige Bewegungen des Bodens, dass er wie ein Schiff auf dem Wasser zu schwanken schien. In dem gleichen Jahre wurde die Eruption des Albay von so

heftigen Erdbeben begleitet, dass am 6. December abends nach 6 Uhr in der Umgebung der Stadt Cotta-Cato die Erde, wie die Wellen des Meeres wogte.

Die Fortpflanzung der Wellenbewegung wird manchmal an den Bäumen sehr deutlich sichtbar. Dolomieu berichtet, dass man in Calabrien 1783 Bäume gesehen habe, welche sich, so oft die Wellen unter ihnen fortgingen, so sehr neigten, dass ihre Kronen den Erdboden berührten. In ganz ähnlicher Weise beobachtete man während des Erdbebens 1811 in Missouri, wie die Bäume sich jedesmal neigten und wieder aufrichteten, so oft die Wellen aufeinander folgten.

Die Wirkung der undulatorischen Erdbeben auf die an der Erdoberfläche befindlichen Gegenstände entspricht nicht allein der Stärke der Erderschütterung, sondern ebenso wol auch der Stellung, welche sie zu der Richtung der Wellenbewegung einnehmen. Befindet sich ein Gegenstand in der Richtung, in welcher sich die undulatorische Bewegung fortpflanzt, so wird er, wie ein auf dem Wasser schwimmender Körper, von der Welle gehoben und darauf gleichmässig langsam gesenkt. Selbst heftige Erderschütterungen verursachen dann manchmal nur geringen Schaden. Entspricht jedoch seine Lage nicht dem Fortschreiten der Erschütterung, dann werden seine einzelnen Theile nicht gleichmässig und nicht gleichzeitig von der Bewegung ergriffen, daher leicht zerrissen und zertrümmert, sogar durch Erdbeben deren Stärke keine ungewöhnlich grosse ist.

Ein Vorfall der sich bei dem Erdbeben von 1851 in dem Arsenal der Insel Majorca zutrug, illustrirt sehr gut die Wirkung einer wellenförmigen Erderschütterung auf Gegenstände, die sich in verschiedener Lage zu der Fortpflanzung der Erschütterung befinden. Dort waren Gewehre an die Wände gelehnt und bei Eintritt der Bodenbewegung, welche von West gegen Ost fortschritt, blieben die an die östliche Wand gelehnten Gewehre ruhig stehen, während die an der westlichen

Wand regelmässig zu Boden gestreckt wurden, alle mit der Mündung gegen Osten gerichtet. Die an der nördlichen und südlichen Wand angelehnten Gewehre wurden ebenfalls umgeworfen, fielen jedoch in regellosen, vielfach sich kreuzenden Haufen zusammen.

Unter den verschiedenen Arten der Erschütterung des Bodens findet man auch zuweilen die rotatorische (wirbelnde) angegeben. Man nimmt danach an, dass die Erdoberfläche durch eine Erderschütterung in wirbelnde Bewegung versetzt werde. Allein eine rotatorische Bewegung des Bodens ist noch nie wirklich beobachtet worden und man schliesst auf ihr Vorkommen nur aus gewissen Wirkungen mancher Erdbeben.

Diese Wirkungen zeichnen sich durch eine furchtbar zerstörende Kraft aus und die dadurch entstandenen Trümmer liegen unregelmässig zerstreut und durcheinander gemengt. In wildem Wirbel scheinen alle Gegenstände umhergeschleudert zu sein. Noch entschiedenere Veranlassung zu der Annahme einer rotatorischen Bewegung hatte man in einzelnen Fällen, unter welchen ein Ereigniss bei dem Erdbeben von Cosenza am bekanntesten geworden.

In der Stadt San-Stefano standen vor dem Kloster des heiligen Bruno zwei vierseitige Obelisken. Durch das Erdbeben von 1783 wurden dieselben zwar nicht ganz zertrümmert, aber die einzelnen Theile derselben in der Art verschoben, dass sie um ihre eigene Achse gedreht schienen und die Kanten und Ecken des obern Theiles über die breiten Flächen des untern hervorragten. Ebenso soll bei dem Erdbeben von Majorca 1851 der untere Theil eines Thurmes seine Lage in horizontaler Richtung um sechzig Grad verändert haben, während der obere Theil die ursprüngliche Lage beibehielt.

Derartige Wirkungen nöthigen jedoch durchaus nicht zu der Annahme rotatorischer Erdbeben, solange dieselben nicht wirklich beobachtet sind. Solche Erscheinungen deuten nur auf eine sehr unregelmässige Bewegung des Bodens hin. Wenn mehrere heftige Stösse

heinander
ische Be-
über den-
mmer der
gen bunt
bei einer
die des
desshalb
ne rotato-
hütterung
n, weil
Gegen-
ch hätten
stört wer-
sie ent-
vielmehr
n Wirkun-
man meh-
cker auf-
t und die-
sartig von
ttert, kann
ähnliche
wie die
nen, er-

r beach-
und merk-
bei man-
Erdober-
die Er-
oder gar
ftige Erd-
rosse Ver-
in Berg-
der be-
unbemerkt



vorüber. Diese Beobachtungen sind nicht vereinzelt, und haben sich noch neuerdings bestätigen lassen.

In dem südöstlichen Theile von Californien ereignete sich am 17. März 1872 ein furchtbares Erdbeben. Die grösste Heftigkeit erreichte dasselbe in dem Bergwerksdistricte Lone-Pine. Das daselbst befindliche Städtchen wurde, bis auf die Holzhäuser, gänzlich zerstört, der Boden erhielt breite Risse und der Lauf des Wassers wurde durch die Bodenveränderungen gestört. Die Zahl der Erdstösse betrug mehr als hundert. Die Arbeiter jedoch in den Bergwerken merkten selbst von den heftigsten Stössen nichts.

Heftige Bewegungen des Erdbodens setzen sich demnach nicht immer mit gleicher Stärke in grosse Tiefe fort; sie beschränken sich auf die Erdoberfläche und in geringer Tiefe unter derselben kann die Erschütterung in manchen Fällen so schwach sein, dass sie nur schwer die Aufmerksamkeit erregt.

Zur Erkennung schwächerer Erdbeben und zur Feststellung ihrer Richtung und Fortpflanzung hat man verschiedene Instrumente, die Seismometer genannt werden, erdacht. Dieselben können für rohe Beobachtungen eine sehr einfache Form besitzen. In einer Schale mit Wasser, dessen Oberfläche mit Kleie bestreut ist, wird schon durch eine leise Erschütterung das Wasser in Schwanken gebracht; dasselbe schlägt daher gegen den Rand der Schale an und es bleiben dort einzelne Theile der Kleie hängen, welche die Richtung angeben, in welcher sich die Wasserfläche neigte oder die Erderschütterung sich fortpflanzte.

Ebenso einfach ist die Vorrichtung, welche aus einem an einem langen Faden aufgehängten Bleilothe besteht, dessen Spitze die Oberfläche eines darunterstehenden, mit feinem Sande gefüllten Gefässes berührt. Bei eintretenden Erschütterungen geräth das Loth in schwingende Bewegung und seine Spitze gräbt dabei in den Sand eine Furche ein, welche die Richtung der Schwin-

gungen und damit auch die Richtung angibt, in der die Erschütterung sich fortpflanzte.

Gegenwärtig hat man viel feinere und complicirte Apparate, unter welchen sich besonders der elektromagnetische Apparat, welcher auf dem Observatorium des Vesuv benutzt wird, auszeichnet. Es werden dadurch die leisesten Erschütterungen, die Zeit ihres Eintritts, die Richtung ihrer Fortpflanzung und sogar ihre Stärke genau angezeigt. Bisjetzt sind jedoch derartige Beobachtungen noch sehr vereinzelt, da an den meisten Orten Erdbeben so selten eintreten, dass kostspielige Einrichtungen zu deren Beobachtung sich nicht lohnen und da die erdbebenreichen Gegenden uns meist sehr fern liegen.

Verbreitung und Ausdehnung der Erdbeben.

Die Erfahrung lehrt, dass Erdbeben überall vorkommen können. Keine Gegend ist ganz davor geschützt und es gibt keine Bodenbeschaffenheit, welche Erdbeben vollkommen ausschliesst.

Abgesehen von den thätigen Vulkanen und deren Umgebung, sind es nicht vulkanische und krystallinisch massige Gesteine, wie Granit, Porphyr u. a., in deren Nähe man früher das Vorkommen vieler Erdbeben voraussetzte, die am häufigsten von Erderschütterungen betroffen werden, sondern viel gewöhnlicher Schichten von Kalk- und Sandstein, oder lockere Geröll- und Schuttmassen.

In Deutschland werden nicht unsere zahlreichen altvulkanischen Basalte und Trachyte am häufigsten erschüttert, oder die Gebiete der erloschenen echten Vulkane, sondern in neuerer Zeit wurden von den heftigsten und langandauernden Erdbeben die alten Sedimentformationen des Niederrheins, die Diluvialschichten des Mittelrheins und der angrenzende Odenwald, vor allem aber die Alpengegenden betroffen.

Von dem Jahre 1865 an, mit welchem meine statistischen Aufzeichnungen beginnen, bis Ende 1873 haben in den deutschen Alpen 74 Erdbeben stattgefunden. Fast alle ereigneten sich in der nördlichen oder südlichen Nebenkette der Alpen, in welchen Kalksteine und andere sedimentäre Schichten herrschen. Die aus Granit, Gneis und Glimmerschiefer bestehende centrale Hauptkette wurde in diesem Zeitraume von keinem Erdbeben erschüttert, nur einigemal verbreiteten sich die äussersten und schwächsten Erschütterungskreise von Erdbeben, welche ausserhalb, in den Kalkgebirgen, oder selbst jenseits der Alpen ihren Sitz hatten, bis in dieses Gebiet. Wahre Erdbebencentra, von denen zahlreiche Erschütterungen ausgingen, waren in dieser Periode die südlichen Ufer des Gardasees, wo die Erdstösse vom Mai 1866, bis März 1870 dauerten, Unterinnthal mit Kundl, Landstrass in Krain, Bleiberg in Kärnten, Glurns im Vintschgau, Laibach und der Landstrich in der Nähe von Belluno, wo furchtbare Erdbeben im Bereiche der Venetianischen Alpen im Jahre 1873 sehr grosse Verwüstungen anrichteten.

Die Punkte, an denen die Erdbeben entstehen, besitzen einen geringen Umfang, allein indem sich die begonnene Bewegung in der festen Erdmasse fortpflanzt, erstrecken sich die Erschütterungen über grössere Gebiete. Die Ausdehnung des Erschütterungskreises hängt nicht allein von der Stärke der ursprünglichen Bewegung ab, denn mitunter sind ziemlich starke Erdbeben auf einen kleinen Raum beschränkt und schwache Bodenbewegungen ergreifen weite Landstriche; sondern der Umfang der erschütterten Fläche wird wesentlich von der Beschaffenheit des Bodens in der betroffenen Gegend bedingt.

Die Natur der Gesteine und der geognostische Bau eines Landes sind von dem grössten Einfluss. Es ist leicht begreiflich, dass in einem dichten und festen Gesteine die Erschütterung sich nach allen Seiten hin gleichmässig ausbreitet, soweit das Gestein reicht, und

nur mit der Entfernung von dem Sitze der Bewegung allmählich abgeschwächt wird, dass also dabei hauptsächlich die Stärke der Erschütterung für die Ausbreitung maassgebend ist. In lockern Massen dagegen vermindert sich die Gewalt des Stosses rasch.

Wird eine Gegend aus vielfach miteinander wechselnden Gesteinen von verschiedener Härte und Dichtigkeit zusammengesetzt, so wird die Bewegung, so oft sie sich aus dem einen Gestein in das andere fortpflanzt, abgeschwächt, und zwar, je nach der Natur der Gesteine in höherm oder geringerm Grade und sie kann darum auch nach verschiedenen Richtungen hin in verschiedener Stärke empfunden werden und in kleinerer oder grösserer Entfernung von dem Ursprung ihr Ende erreichen.

In ähnlicher Weise muss in einem Gestein, das durch zahlreiche Spalten zerklüftet ist, die Erschütterung durch diese Hindernisse vielfach und unregelmässig geschwächt und abgelenkt werden, und nimmt man noch den geognostischen Bau, die verschiedene Lage und Richtung der Schichten hinzu, so üben auf die Verbreitung der Erdbeben so complicirte Umstände Einfluss aus, dass man selbst mit der genauesten Kenntniss der geognostischen Beschaffenheit einer Gegend, aus der Stärke eines Stosses nicht die Wirkung desselben zum voraus angeben könnte.

Es gibt natürliche Hindernisse, welche die Erdbeben erfahrungsmässig selten überschreiten. Hier und da sind es grosse Flussthäler, welche, wenn sie nicht selbst Mittelpunkt des Erdbebens sind, seine Fortpflanzung abschneiden. Viel häufiger jedoch setzen grosse Gebirgsketten der Ausbreitung der Erdbeben Schranken. In einem solchen Falle umfasst ein Erdbeben nicht mehr einen nach allen Richtungen sich ausbreitenden Erschütterungskreis, sondern besitzt mehr eine lineare Ausdehnung, parallel mit der Richtung des Gebirges.

Sowol bei dem furchtbaren Erdbeben von 1783, wie bei dem grossen Erdbeben im October 1870, bewährte

sich die Apenninenkette als treffliche Schutzmauer für die westlich von ihr gelegenen Landstriche der italienischen Halbinsel. Während auf der Ostseite Tausende von Stössen vorkamen und die schrecklichsten Verwüstungen anrichteten, bemerkte man im Westen des Gebirges gar nichts davon. — Die Erdbeben, welche im März 1872 in dem Bergwerksdistrict Lone-Pine in Californien die Erde in anhaltende und auffällige Bewegung versetzten, wurden durch das Felsengebirge so vollkommen abgeschnitten, dass man auf der andern Seite desselben nicht die geringste Einwirkung davon empfand, und in gleicher Weise bildeten die Anden in Südamerika fast immer die Grenze, welche die furchtbaren Erdbeben, die schon so oft die Westküste dieses Continents verheerten, nicht überschritten, und wenn einzelne Stösse sich über dieselben hinweg fortpflanzten, so waren sie doch so abgeschwächt, dass sie dort alle Kraft verloren.

Wo aber soviel auf locale Verhältnisse und auf die verschiedene Art der Bewegung des Bodens ankommt, wie bei der Fortpflanzung der Erdbeben, da sind auch die mächtigsten Gebirgswälle kein für alle Fälle genügender Schutz gegen deren Ausbreitung. Man kennt sogar Beispiele, wo die Erderschütterungen selbst durch die Alpen nicht aufgehalten wurden und sich mitten durch die gewaltigsten Gebirgsketten hindurch fortpflanzten.

Bei dem Erdbeben von Belluno am 29. Juni 1873 breitete sich der Erschütterungskreis von dem Südabhange der Alpen her nicht nur über den ganzen Nordosten von Italien aus, sondern auch über die Centralkette der Alpen hinweg nach Innsbruck, Salzburg, Rosenheim u. s. w., und wurde noch in München, Augsburg und Bern gespürt. Auch in dem weitern Verlaufe dieser grossen Erdbeben setzten sich die Bewegungen des Bodens nicht nur tief in das Gebirge hinein fort, sondern überschritten dasselbe mehrfach, wie am 12. März und 25. December.

Diese Beobachtung steht nicht einmal vereinzelt da. Die Chroniken erzählen schon von einem furchtbaren Erdbeben, welches sich am 25. Januar 1348 von Deutschland bis nach Rom, ohne von den Alpen gehemmt zu werden, erstreckte. — Die Erdbeben vom 25. December 1212; 17. Juli 1670 (bei Hall in Tirol), 26. December 1810, 25. October 1812 (bei Belluno) und vom 20. Juli 1836 (bei Borso, in der Nähe von Belluno) schritten alle über die Alpen hinweg.

Wenn die Umstände dafür günstig sind, können selbst schwache Erderschütterungen in einem sehr weiten Umfange gespürt werden. Das Erdbeben, welches am 6. März 1872 im mittlern Deutschland eintrat, würde z. B. in erdbebenreichen Ländern, seiner geringen Heftigkeit wegen, wol kaum beachtet worden sein und erstreckte sich doch über einen Raum, dessen Grenzen ungefähr durch die Städte Berlin, Wiesbaden, Stuttgart, München, Prag und Breslau bezeichnet werden. — Ein einzelner Stoss der vom Jahre 1869 bis zum Jahre 1873 andauernden Erderschütterungen am Mittelrhein, welcher am 10. Februar 1871 zwischen Grossgerau und Manheim am stärksten gespürt wurde, aber immerhin noch zu den ganz unbedeutenden gehörte, hatte ein Erschütterungsgebiet, welches zwischen Frankfurt, Wiesbaden, Saarbrücken, Strassburg und Pforzheim lag.

Der Erschütterungskreis stärkerer Erdbeben kann darum ein viel umfangreicherer werden. Doch sind Angaben darüber aus älterer Zeit mit Vorsicht aufzunehmen, da man oft die ungenauesten und unrichtigsten Beobachtungen dazu benutzte, um das Aufsehen und Interesse, welches bedeutende Erdbeben erregten, noch zu vermehren. Das tritt am augenscheinlichsten bei dem berühmten Erdbeben von Lissabon hervor.

Wenn man den Berichten jener Zeit folgen wollte, so hätte sich dieses Erdbeben über einen Flächenraum ausgedehnt, der Europa an Grösse fast viermal übertraf und etwa 700,000 Quadratmeilen betrug. Allein jene

Berichte, welche zum Theil der durch das Unglück einer so grossen und damals so wichtigen Stadt erregten Phantasie ihren Ursprung verdanken, halten der Kritik nicht Stand, wenn auch unzweifelhaft jenes Erdbeben zu den sehr grossen und weitverbreiteten gehört.

Schliessen wir aber auch alle Uebertreibungen aus, so bleibt doch die Thatsache bestehen, dass einzelne Erdbeben sich nicht allein durch ihre furchtbare Heftigkeit auszeichnen, sondern sich auch über so ungeheuere Räume erstrecken, dass die Macht einer so unbändigen Naturgewalt alle unsere Vorstellungen übertrifft. Es ist schwer sich dem Gemüthseindruck zu entziehen, der selbst die an solche Ereignisse mehr gewöhnten Bewohner der Erdbebendistricte so oft ergreift. Die Idee, dass die Gesteinsmassen der Erde in dem unaufhörlichen Wechsel und der beständigen Bewegung aller Dinge, die uns rings in der Natur umgeben, allein fest und sicher sind, ist so sehr mit uns verwachsen, dass das Gefühl der Enttäuschung und Unsicherheit, besonders bei dem ersten grössern Erdbeben, das wir erleben, um so lebhafter sich geltend macht. Kaum kann man sich aber auch einen Zustand grösserer menschlicher Rath- und Hülflosigkeit denken, als wenn der Boden, auf den der Mensch alles baut, was Unbeweglichkeit verlangt, dem er alles anvertraut, was Dauer haben soll, unter seinen Füssen schwankt und, seine Natur verändernd, weitumher dem Unsteten und Beweglichen der gesammten Natur sich anschliesst.

Am 16. November 1827 ereignete sich ein Erdbeben zu Bogota. Popoyan, welches zweihundert geographische Meilen von Bogota entfernt ist, wurde dadurch noch stark beschädigt und die schwächern Erschütterungen dehnten sich noch viel weiter aus. — Das Erdbeben, welches am 12. October 1836 die Küstenländer des Mittelmeeres erschütterte, reichte von Unteritalien und Sicilien über Dalmatien, Griechenland und Aegypten bis nach Syrien und tief in das Innere von Kleinasien hinein. — Zu den bedeutendsten Erdbeben gehören

jene, welche sich längs der Küsten von Südamerika wiederholt zutrugen. Eins derselben erstreckte sich am 19. November 1822 in Chile über einen Raum, dessen Ausdehnung von Süd nach Nord, 1200 Meilen betrug. Auch in der neuesten Zeit gab es dort Erdbeben von solch ungewöhnlichem Umfang. Vom 13. August bis Mitte September 1868 herrschte in Peru, Quito und Ecuador ein furchtbares Erdbeben längs des Abhanges der Anden und an den Küsten vom 8° bis zum 24° südl. Br. Der erste Stoss am 13. August um 5½ Uhr abends, welcher in der Gegend von Arequipa und Tacna in grösster Stärke auftrat, pflanzte sich südlich bis Copiapo, nördlich bis Lima und östlich bis Paz fort.

Dauer und Häufigkeit der Erdbeben.

Um sich über die Dauer der Erdbeben verständigen zu können, ist es vor allem nothwendig, zwischen einem einzelnen Stosse oder einer einzelnen Erschütterung und einem Erdbeben, das aus vielen Erdstössen und Erderschütterungen bestehen kann, strenger zu unterscheiden, als es im gewöhnlichen Sprachgebrauche geschieht, wo man das Wort Erdbeben für beide Erscheinungen anwendet.

Die Dauer eines einzelnen Erdstosses ist eine ausserordentlich kurze. Unter dem Einfluss des lebhaften Gemüthseindrucks, welchen ein solches Ereigniss hervorruft, wird gewöhnlich auch seine Dauer überschätzt und man darf daher nur den zuverlässigen und vorbereiteten Beobachtungen trauen. Gewöhnlich beträgt die Zeitdauer eines Stosses weniger, als eine Secunde und keinenfalls viel darüber. Unerwartet, blitzartig tritt er ein, und geht ebenso vorüber.

Bei den unbestimmten Schwankungen und wellenförmigen Erschütterungen des Bodens ist die Dauer eine grössere, wie bei einem Erdstoss, obgleich immerhin

eine sehr kurze. In den gewöhnlichen Fällen werden sie selten eine oder wenige Secunden überschreiten; die Dauer einer Minute ist schon eine ungewöhnlich lange. Doch ist bisweilen durch einen Erdstoss das Gleichgewicht der den Erdkörper aufbauenden Schichten so sehr gestört, dass ein anhaltendes Schwanken und Beben, ein Rutschen und Schieben eintritt, bis die Massen ihr Gleichgewicht und eine feste Lage wiedergefunden haben.

Unter andern Fällen der neuesten Zeit von aussergewöhnlich lange anhaltenden Erderschütterungen sind folgende hervorzuheben: Auf den Kleinen Antillen, besonders auf Martinique, folgten am 11. Januar 1839 zwei Stösse rasch aufeinander, deren Gesammtdauer 30 Secunden betrug und die hinreichend waren, die schrecklichsten Verwüstungen zu erzeugen. Bei demselben Erdbeben schwankte der Boden in Lima, welches an der südlichen Grenze desselben lag, doch noch zwei Minuten lang ununterbrochen. — Die durch den ersten Stoss in Arequipa am 13. August 1868 erzeugte Erderschütterung dauerte sieben Minuten. — Während eines Erdbebens, das am 18. November 1867 auf der Insel St.-Thomas eintrat, dauerten die ersten heftigen Schwankungen des Bodens $1^1/_2$ Minuten lang, doch hielt das Zittern noch weitere 10 Minuten an.

Ganz anders gestaltet sich die Frage nach der Dauer eines Erdbebens. Selten, und nur bei ganz schwachen Erdbeben bestehen dieselben aus einer einzelnen Erschütterung. Stärkere Stösse wechseln gewöhnlich mit unbestimmtem Erzittern und Beben des Bodens in der unregelmässigsten Weise ab, indem manchmal alle starken Stösse rasch nacheinander am Beginne des Erdbebens auftreten und an Heftigkeit mehr und mehr abnehmen, bis kaum merkbare Schwankungen den Schluss bilden, oder in andern Fällen schwache Erschütterungen das Erdbeben einleiten und sich mehr und mehr bis zu dem Höhepunkte desselben steigern und ebenso wieder abnehmen, oder indem die

starken Stösse durch eine, bald grössere, bald kleinere Zahl unbedeutender Erschütterungen getrennt sind. Ebenso folgen sich die Erdstösse und Erschütterungen entweder unmittelbar, oder erst nach einigen Minuten, selbst Stunden. Je nach der Zahl der Ruhepausen kann sich ein Erdbeben über einen grössern oder kleinern Zeitraum ausdehnen. Mehrere solcher Erdbeben, durch etwas länger dauernde Unterbrechungen getrennt, bilden manchmal eine Erdbebenperiode, die Monate und Jahre anhalten kann, bis in einer Gegend wieder völlige Ruhe herrscht.

Unter der grossen Zahl von Beispielen mögen folgende besonders geeignet sein, um das Gesagte zu erläutern: Das Erdbeben von Lissabon wurde am 1. November 1755 durch einen furchtbaren Erdstoss eröffnet, dem in wenig Secunden noch ein zweiter und dritter folgte, sodass in fünf Minuten die grausige Zerstörung vollendet war; allein in Lissabon und seiner Umgebung reihten sich im Laufe des November und December noch eine grosse Zahl von schwächern Erderschütterungen daran an, unter denen ein Stoss, am 9. December, an Heftigkeit fast dem ersten Stoss gleichkam. — Drei der heftigsten Stösse, ohne alle vorausgehenden Erschütterungen, zerstörten am 26. März 1812 die Stadt Caracas und die wellenförmige Bewegung setzte sich dann längere Zeit fort. — Das Erdbeben von Visp im Canton Wallis begann am 25. Juli 1855 und dauerte mit kurzen Unterbrechungen vier Monate; aber noch 1857 kamen von Zeit zu Zeit schwache Erschütterungen vor. — Das calabrische Erdbeben hielt 1783 fast ein ganzes Jahr in beträchtlicher Stärke an, und mehr wie ein Jahrzehnt lang kam die Erde nicht ganz zur Ruhe. Einzelne heftige Stösse kündigten gleichsam ein Wiedererwachen des allmählich schwächer werdenden Erdbebens an. Anfangs war die Erde zwischen den einzelnen Stössen fast in beständigem Beben, später traten immer längere Pausen dazwischen ein. — Das Erdbeben von Belluno hielt vom März 1873

bis zum Schluss des Jahres an. Am 12. März erfolgte der erste Stoss in den südöstlichen Alpen, dann herrschte bis zum 29. Juni, wo der heftigste Stoss eintrat, vollkommene Ruhe. Von diesem Zeitpunkte an folgten sich die Erderschütterungen rascher, doch gab es Tage und Wochen ohne solche; aber noch am 25. December zeichnete sich ein Stoss durch besondere Heftigkeit aus.

Nur die Umgebung thätiger Vulkane ist beständig dem Eintritte von Erdbeben ausgesetzt. Wenn die Vulkane erloschen sind, treten auch diese Gegenden in die gleichen Bedingungen, wie alle andern Theile der Erde ein.

Erfahrungsmässig gibt es Gegenden, welche, wenigstens seit der Zeit, in welcher man diesen Naturerscheinungen besondere Aufmerksamkeit schenkt, häufig und von heftigen Erdbeben heimgesucht werden. An der Westküste von Südamerika gehören sie so sehr zu den alltäglichen Ereignissen, dass nur den heftigsten und gefahrdrohenden Beachtung geschenkt wird. — Das Thal von San-Salvador in Mittelamerika ist so beständigen Schwankungen ausgesetzt, dass die Eingeborenen dasselbe „Cuscutlan“ oder „Hängematte“ nennen. Ebenso gehören die ostasiatischen Inseln, in Europa Calabrien, Süditalien, die Alpen und die Pyrenäen zu den an Erdbeben reichen Ländern.

Andere Gegenden erleiden nur selten und gewöhnlich nur schwache Erderschütterungen. In China, Aegypten, dem ausseralpinen Deutschland, in England, Brasilien u. s. w. treten sie nicht oft ein und richten fast nie bedeutenden Schaden an.

Die Gebiete, welche nicht zu den Erdbebendistricten gehören, bleiben oft lange von Erderschütterungen verschont. Dann beginnt unversehens eine Monate und vielleicht Jahre währende Periode von Erdbeben mit zahlreichen Stössen und Erschütterungen, bis sie wieder zu ihrer gewohnten Ruhe zurückkehren.

Wiederholt sind solche Erdbebenperioden am Mittelrhein eingetreten. Zwischen Darmstadt und Manheim

liegt der Ort Grossgerau, welcher in neuester Zeit Mittelpunkt einer solchen war. Schon im November 1588, und dann wieder im November 1785 herrschten hier starke Erdbeben. Seit Januar 1869 begann daselbst abermals eine an Erderschütterungen ausserordentlich reiche Periode. Nach einigen wenigen Stössen in diesem Monate herrschte bis zum October vollkommene Ruhe, dann aber folgten sich die Erderschütterungen so rasch, dass bis zum Schluss des Jahres mehr als sechshundert gezählt werden konnten. Auch in den folgenden Jahren, bis Ende 1873, wiederholten sie sich mit einigen Unterbrechungen sehr häufig.

Den Anfang einer ähnlichen Periode in einer sonst von Erdbeben selten erreichten Gegend bezeichneten Erderschütterungen, die am 2. Mai 1866 in der Nähe von Desenzano, am südlichen Ufer des Gardasees, vorkamen und von dieser Zeit an, mit längern oder kürzern Unterbrechungen, aber an Stärke zunehmend, bis zum Schluss des Jahres fortdauerten und dann fast ein Jahr lang aufhörten. Mit dem Jahre 1868 begannen sie am Monte-Baldo, einem der südlichsten Ausläufer der Alpen, von neuem und dauerten, indem sie sich von diesem Berge über die südöstlichen Ufer des Gardasees ausbreiteten, bis zum Jahre 1870 fort.

Aus älterer Zeit gibt es nur spärliche Nachrichten über Erdbeben, welche keinen Begriff von deren Häufigkeit geben können.

Wenige Tage vor dem Tode des Kaisers Tiberius erschütterte ein grosses Erdbeben die Insel Capri. — In den Jahren 50 und 63 n. Chr. verheerten Erdbeben einen grossen Theil von Unteritalien und dabei wurden Herculanum und Pompeji, am Fusse des Vesuv zerstört. Kaum waren dieselben wieder aufgebaut, als neue Erderschütterungen die erste historische Eruption des Vesuv, in welcher diese Städte ihren gänzlichen Untergang fanden, ankündigten. — Unter Vespasian wurden auf Cypern drei Städte vernichtet und 115 wurde Antiochia zerstört. — Im Mittelalter herrsch-

ten in Sicilien grosse Erdbeben in den Jahren 373, 448, 1000 und 1097. — In Calabrien kamen 1627 und 1638 furchtbare Erdbeben vor, die sich 1783 und 1870 wiederholten.

Aus der Umgebung von Basel kennt man 127 Erdbeben. Das heftigste war jenes vom 18. October 1356, bei welchem 300 Menschen ihr Leben verloren und fast die ganze Stadt in Trümmer fiel. Gleichfalls durch besondere Heftigkeit waren die Erdbeben vom 21. Juli 1416, 7. September 1601 und 17. November 1650 ausgezeichnet.

Von Aachen und seiner Umgebung sind bedeutende Erdbeben aus den Jahren 823, 830, 1640, 18. September 1692, December 1755, 18. Februar 1756, 9. Juni 1771, 15. Juli 1773 bekannt. Schwächere Erschütterungen kamen daselbst noch ziemlich häufig im October 1873 vor.

Die Stadt Lima ward seit ihrer Gründung im 16. Jahrhundert wiederholt zerstört, nämlich in den Jahren 1586, 1687, 1697, 1699, 1716, 1724, 1732, 1734, 1745, und 1746, (der Hafen Callao) 1868.

Die Erdbeben erscheinen uns meist als sehr seltene Ereignisse, weil die Länder, in denen wir leben und mit denen wir in näherer Verbindung stehen, glücklicherweise nicht oft, und meist nur von sehr schwachen Erdbeben betroffen werden. Man kann sich darum auch nur schwer von der grossen Wichtigkeit dieser Naturerscheinungen überzeugen.

Erst in der neuesten Zeit versuchte man, durch eine Statistik der Erdbeben nicht nur die Zahl der vorkommenden Erdbeben kennen zu lernen, sondern auch über deren Natur und Eigenthümlichkeiten Aufschluss zu erhalten. Allein eine solche statistische Zusammenstellung kann bisjetzt nur eine sehr unvollkommene sein. Man bedenke nur, dass etwa zwei Drittel der Erdoberfläche vom Meere bedeckt sind, und dass wir von allen Erschütterungen des Meeresbodens nur selten und zufällig etwas erfahren, wenn sich der Stoss auch

durch das Wasser hindurch fortpflanzt und von einem gerade daselbst befindlichen Schiffe als Seebeben empfunden wird. Von dem andern Drittel der Erdoberfläche, das aus festem Lande besteht, ist uns wieder der grösste Theil, das Innere von Asien, fast ganz Afrika, ein grosser Theil von Australien, Südamerika und selbst von Nordamerika entweder unbekannt, oder steht doch ausser aller Verbindung mit uns. Somit bleibt nur ein sehr kleiner Theil der Erde übrig, aus dem uns die wichtigern Erdbeben bekannt werden. Von diesem Gesichtspunkte aus erscheint die Zahl der Erdbeben, welche wir zu nennen im Stande sind, ausserordentlich gross.

Von dem Jahre 1865 an bis zum Schluss des Jahres 1873 sind mir 1184 verschiedene Erdbeben bekannt geworden, die an 517 verschiedenen Orten stattfanden. In Deutschland, welches wol zu den an Erdbeben ärmsten Ländern gehört, ereigneten sich (einschliesslich Deutsch-Oesterreich) in dieser Periode Erdbeben an 94 verschiedenen Orten.

Nur sehr wenige jener 1184 Erdbeben bestanden in einem einzelnen Stosse; viele dauerten Wochen und Monate lang, manche sogar mehrere Jahre. An jedem einzelnen Tage jener neunjährigen Periode sind einzelne oder mehrere Erschütterungen verzeichnet. Vom 1—6. Mai 1870 kamen allein in der Stadt Yokohama 123 Erdstösse vor, und als Battang in China am 10. April 1871 zerstört wurde, folgten sich die Erderschütterungen fast ununterbrochen zehn Tage lang, sodass der Boden manchmal wie ein Schiff auf stürmischer See schwankte. Bei einem obiger Erdbeben auf der Insel Hawaï, welches 1868 mehrere Monate anhielt, zählte man allein im März mehr als zweitausend Erderschütterungen, ohne die schwächern zu berücksichtigen.

Es vergeht demnach kein Tag und keine Stunde ohne Erdbeben. Man kann sogar ohne Uebertreibung behaupten, dass die Erdoberfläche ununterbrochen, in

jedem Augenblick an irgendeiner Stelle erschüttert wird und in Bewegung begriffen ist.

Erscheinungen, welche die Erdbeben begleiten.

Gewöhnlich sind die Erdbeben mit einem unterirdischen Getöse verbunden. Nur bei ganz schwachen Erschütterungen und bei sehr wenigen starken Erdbeben fehlt dasselbe ganz. Doch steht seine Heftigkeit nicht immer in gleichem Verhältniss zu der des Erdbebens.

Das Erdbeben von Riobamba am 4. Februar 1797, welches zu den bedeutendsten gehört, verlief, unter andern, ohne Getöse.

Indem sich der Schall durch die feste Erde hindurch fortpflanzt, kann er sich weit verbreiten und auf einem sehr grossen Flächenraume vernommen werden. So hörte man das heftige Getöse, welches mit dem Erdbeben von San-Martha in Columbien, am 15. März 1835 verbunden war, in einem Umkreis von 350 Meilen sieben Stunden lang. — Während des unter zahlreichen Erdstössen erfolgenden Ausbruches des Vulkans Cotopaxi 1774 vernahm man das unterirdische Getöse in Honda am Magdalenenstrom, welches 109 Meilen von dem Vulkan entfernt und durch die gewaltigen Gebirgsmassen von Quito und Popoyan davon getrennt ist.

Am häufigsten pflegt die Bewegung des Bodens gleichzeitig mit dem Geräusche einzutreten, während an manchen Orten dasselbe, wie bei dem Erdbeben von Neugranada 16. November 1827, erst nachfolgt. Da die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Schalles und die der Bewegung der festen Erde nicht immer übereinstimmen, so treffen auch an den Orten, die von dem Ursprung des Erdbebens entfernt liegen, beide nicht immer gleichzeitig ein. Sehr häufig eilt der Schall der Erschütterung voran und kündigt deren Eintritt an, und da der Fortpflanzung des Schalles geringere Hindernisse, wie der der Erderschütterung entgegenstehen, so hat man

auch zahlreiche Beispiele, wo sich das unterirdische Getöse über den Erschütterungskreis hinaus erstreckte und die Bewohner jener Gegenden in Schrecken versetzte, ohne dass ihm Erdbeben nachfolgten. Am 30. April 1812 hörte man in der Provinz Venezuela, hauptsächlich längs den Ufern des Rio-Apure, heftiges unterirdisches Getöse, ohne dass Erdbeben eintraten. Es stellte sich später heraus, dass um diese Zeit der Vulkan St.-Vincent auf den Kleinen Antillen einen Ausbruch begonnen hatte und die gleichnamige Insel von heftigen Erdbeben verheert worden war.

Die Art des Geräusches ist eine sehr verschiedene und gleicht am häufigsten einem unterirdischen Donner, der mitunter eine schreckenerregende Heftigkeit erreichen kann. Doch sind seine Formen so verschiedenartig, dass man die mannichfaltigsten Vergleiche finden kann; bald ist es ein Rollen und Dröhnen, bald ein Knirschen, Klirren oder Brausen.

Veränderungen an den Quellen werden sehr oft in Begleitung von Erdbeben bemerkt. Doch sind dieselben der verschiedensten, manchmal entgegengesetzten Art. An dem einen Orte werden die Quellen wasserärmer oder versiegen ganz, an einem andern nehmen sie an Fülle zu, oder es brechen neue Quellen an Stellen hervor, die bis dahin trocken lagen. Warme Quellen verlieren bisweilen vorübergehend, häufiger dauernd, etwas von ihrer hohen Temperatur, obgleich auch schon eine Zunahme der Temperatur bei solchen Quellen bemerkt wurde. Ebenso verschwinden oder erscheinen neue Mineralquellen, und ihr Gehalt an wirksamen Stoffen kann zu- oder abnehmen. Beobachtungen über die Veränderungen des Wasserstandes in den Brunnen sind weniger auffallend, aber in den an Erdbeben reichen Ländern allgemein bekannt.

Bei dem Erdbeben, welches 1855 ungefähr ein Jahr lang den Canton Wallis in der Schweiz heimsuchte, entstanden in der Umgebung von Visp, wo die Erschütterungen am stärksten waren, viele neue Quellen.

Manche derselben enthielten reines süsses Wasser, andere besassen einen Eisengehalt und bedeckten in kurzer Zeit den Boden, über den sie sich ergossen, mit den bekannten braunrothen Niederschlägen von Eisenocker.

Die Temperatur der heissen Quellen von Ardebil, welche vor dem Erdbeben im October 1848 etwa 46° C. betrug, stieg während dieses Erdbebens nahezu auf den Siedepunkt. — Die heissen Quellen von Leuk sollen 1855, als der obere Theil des Rhônethals von dem Erdbeben verwüstet wurde, um 7° C. an Wärme zugenommen und die Wassermasse sich bedeutend vermehrt haben.

Schon aus dem Alterthum, von Aristoteles und Plinius her, stammt der Glaube an den Zusammenhang zwischen Erdbeben und manchen Erscheinungen der Atmosphäre. Dieser alte Glaube liess sich jedoch bisjetzt weder bestätigen, noch ganz widerlegen.

Ein niedriger Barometerstand und heftiger Sturm sollen Erdbeben begünstigen oder vorher anzeigen. Heftige Windstösse herrschten während der Erdbeben von 1810 in Italien und von 1795 in England. In 84 Fällen von Erdbeben in der Schweiz wehte starker Föhn und einer der lebhaftern Erdstösse von Grossgerau, in der Nacht zwischen dem 19. und 20. Januar 1873, trat bei sehr niedrigem Barometerstand und Sturm ein. Es hat demnach unzweifelhaft Fälle gegeben, wo Erdbeben zur Zeit einer ungewöhnlichen Bewegung der Luft und eines sehr tiefen Barometerstandes sich ereigneten, in noch zahlreichern Fällen war jedoch ein solches Zusammentreffen nicht vorhanden und es bleibt darum noch immer der Zweifel bestehen, ob jene Erdbeben und jene auffallenden Zustände der Atmosphäre nur zufällig gleichzeitig waren, oder ob zwischen ihnen ein tieferer Zusammenhang bestand.

Viel häufiger fallen Erdbeben mit andauerndem Regen zusammen. Die Sommermonate 1755, welche dem Erdbeben von Lissabon vorangingen, zeichneten sich durch

ihren Regenreichthum aus. In der Dauphiné sollen die Erdbeben vorzugsweise im Frühling, wenn der Schnee schmilzt, vorkommen, und auch das Erdbeben, welches am 5. Februar 1851 sich über die Schweiz, Tirol und einen Theil von Italien verbreitete, war in diesen Ländern von heftigem Regenfall begleitet. Von 87 Tagen, welche in der Erdbebenperiode von 1869—73 in Grossgerau durch viele, oder durch heftige Erdstösse ausgezeichnet waren, fallen 73 in unsere feuchte Jahreszeit vom 1. October bis 30. April, und nur 14 in die Zeit vom 1. Mai bis 30. September.

Unsere nördliche gemässigte Zone hat jedoch einen so launischen und regenreichen Witterungscharakter und die Zahl der Erdbeben ist eine so grosse, dass hier jedenfalls sehr häufig Regenwetter und Erdbeben zusammentreffen müssen, auch wenn kein begründeter Zusammenhang zwischen ihnen bestehen sollte. Doch ist der Glaube an einen solchen soweit verbreitet, dass man in manchen Erdbebendistricten, z. B. in Peru und auf den Molukken, besonders die Regenzeit fürchtet und die Bewohner mancher jener Inseln um diese Zeit ihre Wohnungen aus den Häusern deswegen in leichtgebaute Hütten verlegen sollen.

Noch unsicherer ist der Zusammenhang, in dem die Erdbeben mit magnetischen und elektrischen Zuständen der Atmosphäre und mit den Nordlichtern stehen sollen. Auch der Einfluss der Constellationen von Sonne und Mond, den man schon früher annehmen wollte und den man neuerdings zu behaupten suchte, liess sich noch nicht beweisen. Für derartige Untersuchungen muss die Vervollkommnung der Statistik der Erdbeben entscheidend werden.

Bewegungen des Meeres.

Die Mehrzahl aller Erschütterungen des Meeresbodens verschwinden unmerklich, indem sie sich rasch

vertheilen und in dem beweglichen Elemente des Wassers ausgleichen. Nur in einzelnen Fällen, wie es scheint bei senkrechten Erdstössen, geht die Erschütterung durch die Wassermasse hindurch bis zur Oberfläche und wird dort, von einem etwa daselbst befindlichen Schiffe, ebenfalls als Stoss, empfunden, ohne dass eine sichtbare Bewegung des Wassers eintritt. Das sind die Seebeben, welche Zeugniss davon ablegen, dass auch in den Tiefen des Meeres der Boden denselben Erschütterungen, wie die Erdoberfläche unterliegt.

Zu den interessantesten Erscheinungen jedoch, welche oft grössere Erdbeben begleiten, gehören die Bewegungen des Meereswassers ohne Seebeben.

Bei bedeutenden Erdbeben in Küstenländern beginnt oft gleichzeitig mit den stärkern Stössen, oder doch unmittelbar nachher, eine lebhafte Bewegung des Meeres, indem die ganze Wassermasse, weit an der Küste hin, sich plötzlich von ihren Grenzen zurückzieht, wodurch der selbst zur Zeit der Ebbe von Wasser bedeckte Meeresgrund trocken gelegt wird, bis das zu einer ungeheuern Woge aufgestaute Wasser mit grosser Gewalt zurückströmt und über die Küsten hinaus in das Land vordringt.

Das Hin- und Herfluten des Meeres wiederholt sich gewöhnlich mehrmals mit abnehmender Heftigkeit, bis das gestörte Gleichgewicht wiederhergestellt ist. Dauert aber die Ursache der Erregung unterdess fort, so weicht das Meer immer weiter zurück und immer höher werden die Wasserberge, welche heranstürmen, wie auch die Brandung durch sich selbst gesteigert wird und sich höher aufthürmt.

Wenn die Küsten nicht steil abfallen, so können auf diese Weise grosse Strecken des Meeresbodens für kurze Zeit entblösst werden. Während der mit der Eruption des Monte nuovo bei Puzzuoli, am 27. September 1538 verbundenen Erdbeben zog sich das Wasser so weit zurück, dass fast der ganze Golf von

Bajä trocken lag. Im Jahre 1699 zog sich das Meer bei Catania während eines Erdbebens 2000 Klafter von der Küste zurück und im Jahre 1690, bei dem Erdbeben von Pisco, wich das Meer sogar zwei Meilen zurück und die grosse Woge erschien erst nach drei Stunden, um wieder von dem alten Gebiete des Meeres Besitz zu ergreifen.

Manchmal erscheint der Wasserberg vorher und der Rückzug folgt erst nach. Zum Theil mag die Beschaffenheit der Küste die Veranlassung dazu bieten; gewöhnlich tritt jedoch diese Erscheinung an solchen Stellen ein, welche entfernt von dem Sitze des Erdbebens liegen und der Wasserberg ist nur die Rückwirkung des an anderer Stelle erfolgten Rückzuges.

Die Störung des Gleichgewichts im Wasser beschränkt sich nämlich nicht auf die von Erdbeben betroffenen Küsten, sondern pflanzt sich in grossen Wogen über den Ocean fort. Auf hoher See sind dieselben nicht zu bemerken, da der breite Wasserberg so ganz allmählich anschwillt, dass die Erhebung in der weiten Fläche verschwindet. So wenig die grosse Flutwelle, die dem Laufe des Mondes folgend, sich beständig über den Ocean wälzt, auf hoher See sichtbar ist, ebenso wenig kann man dort die ihr ähnliche Erdbebenwelle erkennen. Nur an den Küsten, wo der Anprall der Wogen erfolgt, wird durch das Anschwellen des Wassers und durch das Ueberfluten desselben die Bewegung sichtbar.

Für die von Menschen bewohnten Küsten sind diese Störungen im Meere gewöhnlich viel verderblicher wie die Erdbeben selbst, welche sie hervorgerufen haben. Mit furchtbarer Gewalt stürzt das Wasser über die Küsten hin und zerstört, was nicht kräftigen Widerstand zu leisten vermag und führt bei dem Zurückströmen die Trümmer mit fort, um sie in den Tiefen des Oceans zu betten. Dabei tritt das Ereigniss so unvorhergesehen und so rasch ein, dass eine zeitige Rettung kaum möglich ist.

Unmittelbar nach den ersten heftigen Stössen des Erdbebens von Lissabon 1755, erhob sich das Meer zu einem 50—60 Fuss hohen Wall über den höchsten Stand der Flut. Die Schiffe wurden, wie bei dem heftigsten Sturme, hin- und hergeschleudert und darauf fiel das Meer ebenso tief unter den niedrigsten Stand der Ebbe. In schwächerm Grade wiederholte sich die Erdbebenwelle viermal. An der ganzen Westküste von Spanien und Portugal wurden dadurch grosse Verwüstungen angerichtet; die Bewegung pflanzte sich aber noch durch das Meer weithin fort und wurde an den Küsten von Afrika, Irland, Madeira, und sogar jenseit des Oceans an den Antillen beobachtet. — Am 28. October 1724 ward Lima durch ein Erdbeben zerstört. Am Abend desselben Tages stieg das Meer in Callao, dem nahegelegenen Hafen der Stadt, achtzig Fuss über seinen gewöhnlichen Stand, stürzte über die Stadt hinweg und zerstörte sie so gründlich, dass kein Haus und fast kein Bewohner übrigblieb. In dem Hafen lagen Schiffe, von denen die Mehrzahl sogleich versank, während die andern von ihren Ankern gelöst und mit fortgerissen wurden, sodass sie nach dem Rückzuge des Wassers eine Stunde weit von der Küste entfernt, auf dem Lande liegen blieben. — Die grösste Höhe erreichte die Erdbebenwoge am 6. October 1737 an der Küste von Lopatka, indem dieselbe auf 210 Fuss angegeben wird.

Durch die grossen Erdbeben, welche an der Westküste von Südamerika im August 1868 erfolgten, sind in dem Pacifischen Ocean Flutphänomene veranlasst worden, die sich über das ganze, ungeheuere Gebiet desselben fortpflanzten, und noch an den entferntesten Küsten ihre verheerende Wirkung äusserten. Dabei bot sich aber Gelegenheit diese Erscheinung auf das Genaueste zu untersuchen.

Am stärksten waren natürlich die Schwankungen des Meeres und die Verwüstungen an den Küsten von Südamerika. Aber auch jenseit des grossen Oceans, wo

man von dem Erdbeben nichts wusste, waren sie sehr bedeutend. Besonders wurde die Ostküste von Neuseeland und die Chataminseln am 15. August verheert, am meisten die kleine Bucht an der Bankshalbinsel, auf der Südinsel von Neuseeland. In Lyttelton zog sich das Meer zwischen 3 und 4 Uhr morgens zurück, sodass schliesslich die Bucht, an der die Stadt liegt, vollkommen trocken war. Um $4^1/_2$ Uhr kehrte es aber als zehn Fuss hoher Wall zurück und stieg 3 Fuss über die höchste Springflut. Gegen 5 Uhr zog sich das Wasser zum zweiten mal zurück und kehrte erst $7^1/_4$ Uhr wieder. Das dritte mal erfolgte der Wogenanprall um $9^1/_2$ Uhr und das letzte mal um 11 Uhr. An der Pigeon-Bai kamen am 15. August sieben Wellen und die Fische blieben auf dem Trockenen liegen. Die erste Woge war die bedeutendste, die nachfolgenden wurden immer kleiner und erst am 18. August wurde Flut und Ebbe wieder regelmässig. Etwa 500 Seemeilen von Banks-Island liegen die Chatamsinseln. Sogar diese wurden noch furchtbar verwüstet. Es erschienen drei grosse Wellen, wodurch die Ansiedelungen an der Küste zerstört wurden. In Australien wurde besonders Neusüdwales betroffen und im Hafen von Sidney stieg und fiel das Wasser verschiedene male mehrere Fuss hoch.

Das Erdbeben nahm seinen Anfang am 13. August 1868. Gegen 5 Uhr wurde der erste heftige Stoss in der gebirgigen Gegend hinter Arica gespürt und von hier strahlte dasselbe gegen Norden bis Callao (650 Meilen entfernt) aus, und gegen Süden bis Cobijia (280 Meilen). Drei Schwingungen folgten jenem Stosse und jede war mit einer Flutwoge verbunden. In Islay und Iquique war die Woge 40 Fuss hoch. Da der erste Stoss in diesen beiden Orten, in deren Mitte Arica liegt, ziemlich gleichzeitig verspürt wurde, so war dieser Küstenstrich das centrale Erschütterungsgebiet.

Die Welle, welche sich von hier über den grossen Ocean verbreitete, hatte in den verschiedenen Rich-

tungen verschiedene Geschwindigkeit der Fortbewegung. Die Resultate sind aus folgender lehrreichen Tabelle zu sehen:

Weg der Welle.	Entfernung in Seemeilen.	Zeitdauer der Reise.	Geschwindigkeit der Welle per Stunde in Seemeilen.
Von Arica bis Valdivia	1420	$5^{h}\ 0^{m}$	284
» » » Newcastle	7380	$16^{h}\ 2^{m}$	319
» » nach den Chatamsinseln.........	5520	$15^{h}\ 19^{m}$	360
» Arica nach der Insel Oparo unter 144° 17′ westl. L., 27° 40′ südl. Br...........	4057	$11^{h}\ 11^{m}$	362
» Arica bis Honolulu (Sandwichsinseln) ..	5580	$12^{h}\ 37^{m}$	442

Die verschiedene Geschwindigkeit in den einzelnen Richtungen erklärt sich aus den verschiedenen Meerestiefen, welche die Bewegung erleichterten oder hemmten, da die ganze Wassermasse an derselben betheiligt war, nicht nur die Oberfläche, wie bei den Sturmwellen.

Die grosse Flutwelle, welche durch den Mond hervorgebracht wird, besteht in einer ganz ähnlichen Bewegung, wie die Erdbebenflut und wirklich stimmt auch die verschiedene Geschwindigkeit der Flutwelle zwischen den obengenannten Orten mit der der Erdbebenwelle überein. So braucht z. B. die Flutwelle von Arica nach den Samoa-Inseln 16 Stunden und die Erdbebenwelle $16^{h}\ 2^{m}$; die Flut von Arica nach den Sandwichsinseln 13^{h}, die Erdbebenwelle $12^{h}\ 37^{m}$.

Damit übereinstimmende Resultate ergab schon das Erdbeben vom 23. December 1854 zu Simoda in Japan. Eine gewaltige Woge überschwemmte dabei das Land und kam $12^1/_2$ Stunden später an der californischen Küste, die 4810 Seemeilen entfernt ist, an und hatte demnach 360 Seemeilen in der Stunde zurückgelegt.

Die grossen Erdbebenfluten sind eine so auffällige Erscheinung, dass man dieselben begreiflicherweise schon häufig zu erklären versuchte. Bei heftigen Erdbeben sollten z. B. grosse Einsenkungen im Meeresgrunde entstehen, welche dadurch, dass das Wasser nach ihnen hinströmt, den Rückzug desselben von den Küsten veranlassen; oder ein gewaltiges, blasenförmiges Anschwellen und Zurücksinken des Meeresbodens sollte die Störung im Gleichgewichte des Wassers herbeiführen. Man hat auch noch complicirtere Erklärungen aufgesucht und dabei Erdmagnetismus und ähnliche Kräfte zu Hülfe genommen. Und doch scheint die Ursache eine sehr einfache und rein mechanische zu sein!

Der Ocean ist als ein Gefäss zu betrachten, welches mit Wasser gefüllt ist und dessen Wände von den Küsten der Continente gebildet werden. Wie jeder kräftige Stoss an ein feststehendes, mit Wasser gefülltes Gefäss eine sehr lebhafte Bewegung in dem Wasser erzeugt, so auch jede hinreichend starke Erschütterung der Küsten eines Oceans.

Die Wirkung des Stosses ist oft an dem Gefässe selbst nicht wahrnehmbar, seine Wände erzittern kaum merklich und doch geräth das Wasser darin in die lebhafteste Bewegung. Erderschütterungen der Küsten erzeugen darum oft ebenfalls bedeutende Schwankungen im Meere, ohne dass sich der Boden des festen Landes sichtbar bewegt.

Wirkungen der Erdbeben.

So unbedeutend die Wirkungen der schwachen Erschütterungen des Bodens zu sein pflegen, so furchtbar können die Wirkungen heftiger Erdbeben werden, hauptsächlich wenn sie plötzlich auftreten. Dann sind dieselben dem Menschen noch viel verderblicher, wie die grössten vulkanischen Eruptionen. Die Erdbeben von Lissabon, Riobamba, Caracas, Peru (1868) u. s. w.

werden stets im Andenken fortleben, soweit die Geschichte reicht.

Die zerstörende Kraft der Erdbeben richtet sich zunächst gegen alle Gegenstände, welche mit der Erdoberfläche locker verbunden sind und zu geringe Elasticität besitzen, um den Erschütterungen des Bodens nachzugeben. Mauern spalten sich und stürzen zusammen, Gebäude werden zum Theil mit ihren Fundamenten aus der Erde herausgeschleudert und brechen zusammen, sodass die Trümmer ein Bild grauser Verwüstung darbieten. Wenige Augenblicke genügen, um die furchtbarsten Verheerungen anzurichten.

Zu Port-Royal gerieth, bei dem Erdbeben am 7. Juni 1692 auf Jamaica, die Erde in sichtbares Schwanken; alles stürzte durcheinander, viele Menschen wurden umgeworfen und hin- und hergerollt, während andere in die Höhe geschleudert wurden. Es kam vor, dass einige, die sich gerade mitten in der Stadt befanden, über die Ruinen der Häuser hinaus in den Hafen geschleudert wurden und sich durch Schwimmen retten konnten. — Das schon mehrfach erwähnte grosse Erdbeben vom August 1868 in Südamerika zerstörte am 13. jenes Monats die Städte Iquique, Moquegua, Locumba, Pisagua und Arica, eine Stadt von 12,000 Einwohnern lag gänzlich in Trümmern; in einem Umkreis von mehrern hundert Meilen blieb fast nichts verschont. Am 16. August, wo das Erdbeben mit erneuter Heftigkeit auftrat, wurden die Städte Ibarra, San-Pablo, Atuntaqui und Imantad verwüstet und eine Menge kleinerer Ortschaften vernichtet. Den Verlust an Menschenleben schätzt man auf 40,000 in Ecuador und auf etwa 30,000 in Neugranada. — An dem 29. Juni 1873, dem ersten Tage des Erdbebens von Belluno, welches zwar zu den bedeutenden in den Alpen gehört, aber den grossen Erdbeben anderer Gegenden sich nicht an die Seite stellen kann, wurde die Mehrzahl der Häuser in Conegliano, Puas, Curango, Visone und andern Orten in Trümmer geworfen und selbst in Verona stürzten

mehrere Häuser zusammen, während in Venedig die Peterskirche beschädigt wurde. — Nach einer amtlichen Zusammenstellung wurden in Italien im Jahre 1870, in welchem sich kein ganz hervorragendes Erdbeben ereignete, doch 2225 Häuser zerstört, 98 Personen verloren durch Erdbeben ihr Leben und 223 wurden verwundet.

Die für den Menschen verderblichsten Wirkungen der Erdbeben sind nicht die Erschütterungen des Bodens und seine Zerklüftung, sondern deren Folgen: die Ueberflutungen des Meeres, die Zertrümmerung seiner eigenen Werke, der Zusammensturz von Häusern und Kirchen, hier und da auch das Herabstürzen von Felsmassen, welche sich bei den Erschütterungen loslösten. Nur durch derartige Folgen ist bei manchen Erdbeben eine so grosse Zahl von Menschen umgekommen.

Durch das Erdbeben, welches 1693 Sicilien heimsuchte, sollen etwa 60,000 Menschen das Leben verloren haben und bei dem Erdbeben unter Kaiser Justinus, im Jahre 526, wird deren Zahl sogar auf 120,000 angegeben. In Südamerika gingen am 4. Juli 1797 durch das Erdbeben von Riobamba nahezu 40,000 Menschen zu Grunde und nicht geringer war, nach den niedrigsten Schätzungen, der Verlust an Menschenleben während des Erdbebens von Peru im August 1868.

Anderer Art ist die Bedeutung der Erdbeben für den Erdkörper selbst, indem die Mehrzahl derselben scheinbar wirkungslos an ihm vorübergeht. Auch viele der grössern Erdbeben bringen keine wahrnehmbaren Veränderungen hervor. Oft sind aber Berg oder Felsmassen schon bedenklich zerklüftet und zerbröckelt, sodass es nur eines geringen Anstosses bedarf, um sie vollends zu zertrümmern. In solchem Falle können schon schwache Erderschütterungen die Veranlassung zu bedeutenden Veränderungen in einer Gegend geben.

Während eines, nur wenige Secunden anhaltenden Erdbebens, stürzte, am 9. März 1830, der obere Theil eines hohen Berges bei Kisliar im Kaukasus, in die

Tiefe und bedeckte ein schönes fruchtbares Thal mit seinen Ansiedelungen vollständig mit Schutt und Felsblöcken.

In der savoyischen Provinz Maurienne herrschten im Januar und Februar 1840 andauernde Erderschütterungen. Am 30. Januar stürzten dabei, nahe Salins am französischen Jura, mehrere Berge zusammen, darunter der Cernans von ansehnlicher Höhe.

Herabstürzende Fels- und Schuttmassen füllten bei dem Erdbeben von Calabrien 1783 den untern Theil eines Thales, bei dem Orte Sitizzano so vollständig aus, dass der das obere Thal durchfliessende Bach den Wall nicht mehr durchbrechen konnte und zu einem See aufgestaut wurde. Das gleiche Ereigniss kam am 9. October 1868 in Mexico vor, wo zusammenstürzende Berge den Lauf des Wassers hemmten und dasselbe zu einem See aufstauten.

Wo solche Zufälle nicht stattfinden, da bedarf es schon stärkerer Erderschütterungen, um auf der Oberfläche sichtbare Veränderungen hervorzurufen. Doch hängt immer mehr von der Bodenbeschaffenheit, wie von der Stärke der Erschütterungen ab. In lockern und weichen, zähen Massen, wie Sand, Gerölle, Thonschichten u. s. w., können sie leicht spurlos vorübergehen. Wenn aber die Schichten der Erdoberfläche zu starr und spröde sind, um den gewaltsamen Bewegungen des Bodens nachzugeben, dann bersten dieselben und es entstehen klaffende Spalten.

Man kennt Beispiele, wo in einem Landstriche Hunderte von Spalten entstanden und der Boden gleichsam nach allen Seiten hin zerrissen wurde. Besonders das Erdbeben von Calabrien im Jahre 1783 ist durch die dabei entstandenen zahlreichen und grossen Spalten bekannt. Es gab dort Spalten, die mehrere Fuss breit waren und sich meilenweit erstreckten. Am Fusse des Granitgebirges bei Polistena bildete sich eine Spalte, die mehrere Fuss breit und 9 Stunden lang war. Bei Plaisano war eine Kluft zu sehen, 105 Fuss breit

e betrug.
29) ge-

und ein
Erdbeben
in deren
von denen

es ab, ob
die Spal-
ern, oder
n. Dabei
erschoben
en.
stand bei
beiden
n, allein,



als sich die Spalte bei spätern Erschütterungen wieder schloss, hatten sich dieselben so verschoben, dass sie nicht mehr aneinander passten. Viele Häuser versanken in dieser und andern Städten in Spalten, die sich mit so grosser Gewalt wieder schlossen, dass alles zerquetscht wurde.

Durch die Spalten werden die sonst verdeckten Schichten geöffnet und Wassermassen, Schlamm, und auch zuweilen Gase, brechen aus ihnen hervor. In der Nähe von Arequipa quollen aus den Spalten, welche sich am 13. August 1868 in den Dörfern Samo und Locomba gebildet hatten, wahre Ströme von Wasser und Schlamm. Kurz vorher, am 4. April desselben Jahres, waren bei einem Erdbeben auf der Insel Hawaï, solche Mengen von Schlamm aus dem Boden aufgestiegen, dass dadurch ein ganzes Dorf verschüttet wurde.

Die in der Erde angestauten Wassermassen benützen die durch die Spalten sich eröffnende Gelegenheit manchmal mit solchem Ungestüm, dass sie als Springbrunnen hoch emporspritzen.

In den drei ersten Jahren des vorigen Jahrhunderts wütheten Erdbeben im südlichen Theile Neapels, besonders in den Abruzzen. Dabei bildeten sich in der Nähe der Stadt Aquila, welche von Grund aus zerstört wurde, grosse Spalten, die Wasser, Schlamm und Steine in solcher Menge auswarfen, dass die umliegenden Felder für lange Zeit ertragsunfähig wurden und das Wasser spritzte über die höchsten Bäume hinaus. Besonders reich an solchen Springquellen war das Mississippithal während der Erdbeben von 1811. Hunderte derselben konnte man auf kleinem Raume sehen, welche ihr Wasser bis zu einer Höhe von 60 und 80 Fuss schleuderten. Unter den neuern Erdbeben zeichneten sich diejenigen von San-Francisco in Californien dadurch aus. Am 6. und 8. October 1865 bildeten die Springquellen daselbst eine lange Reihe am Ufer des Flusses hin, und einige Jahre später, am 21. October

1868 entstanden solche Wasserstrahlen sogar zwischen den Häusern der Stadt.

Wo derartige Wasser- und Schlammeruptionen in kräftigem Strahle lockere Massen durchbrechen, wie es in den Diluvialschichten bei Neumadrid am Mississippi, oder 1838 in den Ebenen der Walachei geschah, bohren und wühlen sie sich rundliche, unten enger werdende Oeffnungen in den Boden, die unter dem Namen „Erdtrichter" bekannt sind und noch längere Zeit, theils trocken, theils mit Wasser gefüllt, sichtbar bleiben.

Am wichtigsten jedoch von allen den mit Erdbeben verbundenen Folgen sind die Niveauveränderungen, welche die Erdoberfläche erleidet.

Man glaubt Fälle beobachtet zu haben, wo einzelne kleinere, begrenzte Gebiete, oder auch grosse Landstrecken, durch ein Erdbeben plötzlich emporgehoben worden seien und auch nach dem Abschluss des Erdbebens in dieser Lage verharrten.

Die Küstenländer sind zu solchen Beobachtungen vorzugsweise geeignet, weil durch den unveränderlichen Stand der Meeresfläche ein Anhaltspunkt für die Beurtheilung etwa eingetretener Veränderungen gegeben ist.

An den schroff abfallenden Punkten der Küste von Chile bemerkt man häufig, in verschiedener Höhe über der Meeresfläche, in dem Gestein mehrere horizontale, furchenartige Linien übereinander. Dieselben geben sich als ehemalige Strandlinien zu erkennen, welche dadurch entstanden, dass die Brandung an dem Gestein nagte und ihre Spur eingrub. Die in den Felsen vorhandenen Strandlinien müssen demnach mit dem Meere in Berührung gestanden haben. Da sie jetzt weder von den höchsten Springfluten erreicht werden, noch die Meeresfläche gesunken ist — denn sonst müsste die gleiche Erscheinung nicht nur hier, sondern an allen den Ocean umgebenden Küsten auftreten — so muss dieser Landstrich über das Meer auf seine gegenwärtige Höhe gehoben worden sein.

Auf der ganzen Westküste Südamerikas, vom 45° 35′ südl. Br. bis zum 12° südl. Br., findet man auf den terassenförmigen Vorsprüngen Ablagerungen von Meeressand und Muschelschalen, von jetzt noch im Meere lebenden Thierarten. Bei Coquimbo liegen, in einer Höhe von 200—250 Fuss, zahlreiche Reste von Pecten purpuratus, Venus opaca und Turritella cingulata. Bei Conception reichen die Spuren der Meereseinwirkung sogar auf eine Höhe von 625 Fuss hinauf und bei Valparaiso bis zu 1300 Fuss. Auch diese Ablagerungen müssen einst am Strande des Meeres ausgeworfen worden sein, und da die höchste Flut nicht bis zu ihnen hinanreicht, so können sie nur durch Hebung des Landes in ihre jetzige Lage gelangt sein.

Diese Hebung schreibt man nun häufig den Erdbeben zu. Die Erdstösse sollen mit einem plötzlichen Ruck grosse Landmassen von vielen Quadratmeilen um mehrere Fuss über ihr bisheriges Niveau gehoben haben und bei dem Erdbeben von 1822 soll unter andern diese Erhebung 3 Fuss auf einer Küstenstrecke von etwa 1200 Meilen Länge betragen haben.

Nach dem gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse dürfen wir das Vorkommen von Hebungen, als Folge der Erdbeben nicht anerkennen.

Es ist keinem Zweifel unterworfen, dass an zahlreichen Stellen der Erde sowol Hebungen von geringerm Umfange, wie auch Hebungen ausgedehnter Landmassen erfolgen. Allein hier handelt es sich nicht um die unzweifelhaften langsam zunehmenden Hebungen, welche gleichsam in einem allmählichen Anschwellen des Bodens bestehen und das Niveau der Länder verändern, und auch an den von Erdbeben selten oder nie berührten Küsten, an hoch gelegenen Meeresablagerungen oder Strandlinien erkannt werden können; hier sind plötzlich eintretende Hebungen gemeint, die während eines Erdstosses in einem Ruck erfolgen sollen, und diese sind in der Erfahrung nicht begründet.

Seitdem Erdbeben wirklich wissenschaftlich beobachtet und deren Erscheinungen und Folgen untersucht werden, hat sich unter vielen Tausenden von Erdbeben auch nicht ein Fall von Hebung zugetragen. Jene angeblichen Beobachtungen von Hebungen stammen alle aus einer Zeit, wo die Beschäftigung mit Erdbeben mehr ein Gegenstand der Unterhaltung, wie der Wissenschaft war.

Wir sind daher verpflichtet uns ablehnend gegen die Annahme solcher Hebungen durch Erdbeben zu verhalten, solange solche nicht wirklich wissenschaftlich beobachtet sind.

Ausserdem ist noch ein wenig beachteter Umstand gegen die frühern angeblichen Beobachtungen entscheidend. Würden Erdbeben eine plötzliche Hebung eines Küstenstriches erzeugen, so würde dadurch dem Abfluss der Gewässer des Binnenlandes sich ein Hinderniss entgegenstellen; die Gewässer müssten sich aufstauen und, ihren Lauf verändernd, irgendwo wieder durchbrechen. Ein solches Ereigniss ist aber bei keiner jener angeblichen Hebungen erwähnt.

Man könnte zwar immer noch voraussetzen, dass die Hebung eines langen Küstenstriches sich auch über das ganze Flussgebiet landeinwärts erstreckte. Dann ist der Lauf der Gewässer nicht gehemmt. In diesem Falle muss jedoch die Wirkung der Hebung an der Mündung der Flüsse und Bäche sehr auffallend hervortreten. Das Bett der Mündung wäre dann über die Meeresfläche erhöht und das Wasser müsste von der Höhe herabstürzen. Da, wo die Flussthäler an felsigen Küsten enden, also gerade da, wo man die Flutmarken und Strandlinien sehen kann, müsste das Wasser, nach einer plötzlichen Hebung der Küste, von der Mündung herabstürzen und könnte nur ganz langsam sein Bett in den felsigen Boden wieder bis zur Meeresfläche einschneiden, sodass der Wassersturz noch lange Zeit nach der Hebung vorhanden wäre. Ein solcher Fall ist aber erfahrungsmässig nie vorgekommen.

Ganz anders verhält es sich dagegen mit den Niveauveränderungen, welche auf einer plötzlichen Senkung infolge von Erdbeben beruhen. Fälle von solchen plötzlichen Senkungen der Erdoberfläche, von geringem Umfang und von grosser Ausdehnung, sind an den Küsten sowol, wie im Binnenlande leicht zu beobachten und auch in grosser Menge bekannt. Senkungen des Bodens fallen im Innern des Landes durch die Ansammlung von Wasser, durch die Bildung von Seen u. s. w. auf; an den Küsten wird der von Pflanzen und andern Gegenständen z. B. Häusern, bedeckte Strand von dem Wasser überflutet, und man kann Wurzeln der Bäume und Fundamente der Häuser noch lange in dem Seeboden erkennen.

Schon alte japanische Berichte erzählen, dass bei der Entstehung des Vulkans Fusi-no-yama, auf der Insel Nipon, im Jahre 285 v. Chr., heftige Erdbeben das Land verwüsteten und dadurch in der Provinz Oomi eine grosse Bodenfläche sich soweit senkte, dass der See Mitsummi, welcher 8 Meilen lang und 2 Meilen breit ist, dieser Senkung sein Dasein verdankt.

Während des schrecklichen Erdbebens, das am 28. October 1746 in ganz Peru Verwüstungen anrichtete und Lima zerstörte, versank, in der Nähe von Callao, ein Theil der Küste, wodurch eine neue Bucht gebildet wurde.

Ein ähnliches Ereigniss war mit dem Erdbeben von Bengalen 1762 verbunden. Bei Chittagong versank ein Landstrich an der Küste, der einen Umfang von 60 engl. Quadratmeilen gehabt haben soll. Hügel verschwanden ganz und von höhern Bergen blieb nur der obere Theil über dem Wasser sichtbar.

Das grosse Erdbeben, welches von 1811—12 am Mississippi herrschte, führte wiederholt Senkungen des Bodens herbei, von denen einzelne so bedeutend waren, dass sich Seen, die mitunter 20 engl. Meilen im Durchmesser hatten, bildeten. Die ganze Umgebung der Stadt Neumadrid und diese selbst sank bedeutend. Spuren der

Senkungen konnte man aber in einer Ausdehnung von 80 Meilen und in einer Breite von 30 Meilen beobachten und noch nach vielen Jahren standen die Bäume im Wasser.

An den östlichen Ufern des Indus ereignete sich im Jahre 1819 das Erdbeben von Cutsch, wodurch Dorf und Fort Sindree versanken. Ein Landstrich von 200 engl. Quadratmeilen wurde durch Senkung in einen See verwandelt. Der Thurm des Forts wurde dabei nicht umgeworfen und diejenigen, welche sich auf ihn geflüchtet hatten, konnten später durch Schiffe gerettet werden.

In der neuesten Zeit noch sind mit wohlbekannten Erdbeben so viele Bodensenkungen verbunden gewesen, dass deren Aufzählung fast ermüdend wirkt. Wegen der Wichtigkeit des Gegenstandes sollen folgende hier Platz finden.

Im Februar 1865 versank plötzlich eine der Inseln aus der Gruppe der Malediven.

Am 29. October 1865 versank zu Wädenswyl ein Stück neuangelegtes Land in den Zürichersee. Die Tiefe des Sees vermehrte sich gleichfalls von 5 Fuss auf 20 Fuss.

In dem Dorfe Rekow, bei Bütow in Pommern, spürte man am 29. Januar 1866 eine lebhafte Erderschütterung und vernahm unterirdisches Getöse. Gleichzeitig senkte sich eine Erdmasse von zwei Morgen Land in den dicht bei dem Dorfe gelegenen See. In dem Dorfe selbst entstanden zahlreiche Spalten im Boden.

Abends 6 Uhr, am 15. März 1867, fand ein Erdbeben am Lago-Maggiore statt, das am ganzen Ufer von Magadino bis Arona bemerkt wurde. Auch die Dampfschiffe spürten die Stösse als Seebeben. Das Dorf Feriolo, an der Strasse zum Simplon gelegen, versank theilweise im See, ebenso ein Theil der im Bau begriffenen Strasse.

Mit dem grossen peruanischen Erdbeben, im August 1868, traten ebenfalls bedeutende Bodensenkungen ein.

Besonders bei den starken Stössen, die am 16. August im Norden von Ecuador vorkamen, senkten sich grosse Landstriche, am stärksten längs des Gebirgszuges von Mojanda bis San-Lorenzo; wo Gotachi stand, liegt jetzt ein See.

In dem gleichen Jahre trat am 21. October ein ungewöhnlich heftiges Erdbeben in Californien ein. Einige Strassen der Stadt San-Francisco senkten sich um mehrere Fuss und in der Umgebung war diese Erscheinung noch auffallender.

In dem Dorfe Pella, am Lago di Orta, versanken am 6. December 1868 plötzlich einige Häuser am Marktplatz und ein Theil des Platzes in den See.

Ein bedeutendes Erdbeben herrschte am 1. December 1869 in Kleinasien. Die Stadt Onlah wurde durch drei Erdstösse zerstört. Zuerst hörte man unterirdisches Getöse und darauf folgte der erste heftige Stoss, nach welchem die Einwohner flohen. Von einem benachbarten Hügel sahen dieselben, wie bei dem dritten Stosse sich unter der Stadt Spalten öffneten und die Stadt sich allmählich senkte, sodass sie nach wenig Minuten verschwunden war.

Unter die heftigsten Erdbeben gehört das vom 11. April 1871, durch welches die Stadt Battang in China zerstört wurde und mehrere tausend Menschen umkamen. Die Senkungen waren so bedeutend, dass beträchtliche Hügel auseinander klafften und kleinere gänzlich versanken.

In Orange County (Nordamerika) traten am 4. November 1871 bedeutende Senkungen ein. Bäume und Häuser wurden hin- und hergeworfen, dann sank die Erde immer tiefer und Wasser trat an ihre Stelle. Der Ort Orlando ging vollständig unter und die Seen von Apopkalis, bis zu Lake Conway wurden in einen neuen grossen Binnensee vereinigt.

Aus dem Jahre 1873 sind mehrere Erdbeben mit Bodensenkungen zu nennen. Im Anfange desselben begannen solche ruckweise in Unter- und Oberdora in

Sardinien und dauerten bis in den Februar fort. Sie entstanden sowol an ebenen Stellen (Bavari), wie an dem Gebirge. Berge rutschten, mit allem was sich auf ihnen befand, in das Thal herab. Der Berg Bergalino, auf dem sich die Dörfer Tornialia und San-Marco d'Uri befinden, wurde gespalten. — Auch bei dem vielgenannten Erdbeben von Belluno, welches am 29. Juni 1873 begann, kamen Senkungen vor. Besonders zwischen Chiese und Inrighe erfolgten häufig sich wiederholende Senkungen.

Ursache der Erdbeben.

Zu allen Zeiten mussten die Erderschütterungen die Aufmerksamkeit der Menschen erregen; allein man ergab sich meist fatalistisch dem unabänderlichen Schicksale, welches sie herbeiführten. Nur unvollkommen lassen sich noch die Gedanken errathen, die man sich im Alterthum über diese Naturkräfte machte, da man sie nicht, wie die andern, in den bekannten Sagen- und Mythenkreis eingeschlossen zu haben scheint.

Bei dem Aufblühen der Naturwissenschaften, besonders der Geologie, erschienen noch solche Probleme, wie die Ursachen der Erdbeben, auf dem Wege der Forschung unlösbar und man machte sich daher verschiedene hypothetische Erklärungen zurecht, welche nach und nach so fest mit den Thatsachen verwebt und so sehr allen Fällen angepasst wurden, dass dieselben lange Zeit allgemein in Geltung blieben.

Streng wissenschaftliche Untersuchungen der Erdbeben begannen erst in der neuesten Zeit, und wir waren daher in der Darstellung derselben bei genauen und zuverlässigen Angaben auf die Ereignisse der jüngsten Vergangenheit angewiesen. Die seitdem erzielten Erfolge, welche die wahre Natur dieser merkwürdigen Naturereignisse und die Ursache derselben aufhellen, sind in Folgendem kurz zusammengefasst.

Erschütterungen der Oberfläche der festen Erdmasse, welche von unbekannten Naturkräften unter ihr hervorgerufen werden, nennen wir Erdbeben.

Es ist nicht eine einzelne bestimmte Kraft, welche in den Tiefen des Erdinnern allgemein verbreitet, die Erdbeben erzeugt, sondern dieselben bestehen aus den gleichartigen Wirkungen sehr verschiedenartiger Ursachen.

Man kann die Erdbeben zunächst in zwei grosse Gruppen trennen und wir wollen die eine die Gruppe der vulkanischen Erdbeben, die andere die Gruppe der nichtvulkanischen Erdbeben nennen.

Die vulkanischen Erdbeben.

Die vulkanischen Erdbeben beschränken sich auf die nähere oder entferntere Umgebung thätiger Vulkane; sie hängen von dem Zustande des Vulkans ab und stehen mit der Art seiner Thätigkeit im engsten Zusammenhang. Je lebhafter diese ist, desto zahlreicher pflegen sie zu sein und ihre Heftigkeit steht meist, wenn auch nicht immer, im Verhältniss zu dem Grade der Eruptionsthätigkeit.

Sehr oft besteht auch gar kein Zweifel über den Sitz des Erdbebens, indem dasselbe unmittelbar an dem vulkanischen Berge am stärksten auftritt und mit der Entfernung von demselben mehr und mehr abnimmt.

Ueber die ungeheuere Anzahl vulkanischer Erdbeben, die sich wirklich zutragen, täuscht man sich gewöhnlich desshalb, weil die Mehrzahl aller schwächern Erschütterungen auf den Gipfel des vulkanischen Berges, oder doch auf den thätigen Kegel beschränkt bleibt und darum nur von dem zufällig anwesenden Beobachter empfunden wird. Gibt es doch Vulkane, deren Gipfel während ihrer Eruptionsthätigkeit Tage lang, oder gar durch Wochen und Monate hindurch, an-

dauernd im Zittern und Schwanken begriffen ist. — Stärkere Erdbeben kommen zur Zeit der Ruhe eines thätigen Vulkans an seinem Abhang und in seiner Umgebung mehr oder weniger häufig vor, treten aber vor dem Beginne einer Eruption und in deren erstem Theile in unzähliger Menge ein. Rasch aufeinander folgende Stösse wechseln dann mit lebhaften Erschütterungen des Bodens ab und in den Pausen durchläuft ein anhaltendes leises Zittern oder Beben den Erdkörper. Schon mehrfach haben sich die Fälle wiederholt, dass die Umgebung selten thätiger Vulkane vor dem Beginne einer grossen Eruption Jahre lang von Erdbeben heimgesucht wurde und dass dieselben eine so furchtbare Kraft entwickelten, dass ihre Verwüstungen die der Eruption selbst weit übertrafen.

Die erste grosse Vesuveruption, im Jahre 79 n. Chr., ward durch heftige, nur wenig unterbrochene Erdbeben angekündigt, welche schon viele Jahre vorher begannen und im Jahre 63 n. Chr. so heftig wurden, dass die bekannten, später durch die Eruption verschütteten Städte Herculanum und Pompeji in Schutt und Trümmer fielen. Danach trat zwar mehrere Jahre Ruhe ein, allein in geringerm Grade begannen die Erderschütterungen dann von neuem. Am 23. August 79 n. Chr. erreichten sie erst wieder eine bedrohliche Stärke und darauf erfolgte am 24. August unter andauernden Erdstössen die Katastrophe.

Der Anfang der Eruption des Temboro war mit so furchtbaren Erdbeben verbunden, dass dieselben nicht allein auf allen umliegenden Inseln Verwüstungen anrichteten, sondern auch das Meer in so bedeutende Aufregung versetzten, dass es, wie bei den grössten Ereignissen der Art, sich von den Küsten zurückzog und dann als mächtige Woge über das Land hereinbrach, Häuser und Bäume mit fortriss und die Fahrzeuge von der hohen See tief in das Binnenland schleuderte.

Vor der grossen Eruption des Vulkans Gelungung,

am 8. October 1822, ereigneten sich zwar keine anhaltenden Erdbeben, allein am Nachmittag, in dem Augenblick, wo die schwarze Rauchsäule aus dem Krater aufstieg, begannen die gewaltsamsten Erderschütterungen und ein donnerndes Getöse ging dabei von dem Vulkane aus. Die Schwankungen des Bodens waren so stark, dass viele der fliehenden Bewohner umgeworfen und hin- und hergerollt wurden. Als die Eruption noch am Abend desselben Tages plötzlich aufhörte, waren auch die Erdbeben beendigt und es trat nach der Aufregung nun eine seltsame Ruhe ein, bis vier Tage später, am 12. October abends, die Eruption, und mit ihr die heftigsten Erderschütterungen von neuem begannen.

Obgleich selbst einzelne grosse Eruptionen verhältnissmässig ruhig erfolgen, so gibt es doch kaum eine einzige, die ganz ohne lebhafte Erderschütterungen verläuft.

Tritt man bei mässiger Thätigkeit eines Vulkans, wenn der Eruptionskanal im Krater mit Lava gefüllt ist, an den Rand des Kraterwalles, so sieht man häufig, wenn die Dampfentwickelung nicht allzu stark ist und die Vorgänge in der Tiefe des Kessels dadurch verhüllt, die Ursache der Erderschütterung, die man spürt. Unten brodelt die glühende Lava. Langsam schwillt die zähe Masse an; ihre Decke hebt sich höher und höher und mit puffendem Geräusch, oder mit dumpfem Knall, ringt sich eine weisse Dampfmasse aus ihr hervor und in demselben Augenblick fühlt man den Boden unter den Füssen zittern. Frei steigt dann der Dampf, als kleine weisse Wolke, aus dem Krater auf, um sich bald in der Luft aufzulösen, oder um sich mit den zahlreichen Dämpfen der Fumarolen zu einer dicken Dampfsäule zu vereinigen. So oft eine neue Dampfwolke durch die Lava bricht, bebt der Gipfel des Berges und er wird in beständigem Zittern erhalten, wenn die Dampfballen rasch einander folgen. Sind die der Dampfentwickelung entgegenstehenden Hindernisse

so gross, dass sie nur mit explosionsartiger Gewalt erfolgt, dann nehmen auch die Erschütterungen so sehr an Heftigkeit zu, dass ein längeres Verweilen in der gefährlichen Nähe der Eruptionsthätigkeit unmöglich wird.

Die kleinern vulkanischen Erderschütterungen gleichen vollkommen den Erschütterungen, welche man bei Geschützesdonner und schwachen Explosionen empfindet. Die gleichen Wirkungen haben hier auch gleiche Ursachen. Es sind die hochgespannten und eingeschlossenen Dämpfe oder Gase, welche durch ihre plötzliche Ausdehnung das Gleichgewicht stören und die Erschütterung erzeugen.

Wir haben keine Veranlassung zu der Annahme, dass für die vulkanischen Erdbeben noch andere Ursachen existiren, als die gespannten Dämpfe, welche wir die Kraterwände erschüttern sehen. Weder besondere Eigenthümlichkeiten bei dem Auftreten dieser Erdbeben, noch die Erscheinungen und Ereignisse bei der Eruption geben einen Grund dafür.

Befindet sich die Dampfansammlung nahe der Mündung des Eruptionskanals unter dem Kraterboden und hat dieselbe demnach nur eine ziemlich dünne Schicht der zähen Lava zu durchbrechen, so erstreckt sich die Erschütterung nur auf den Gipfel, oder doch nur auf den obern Theil des Berges. Das sind die zahlreichsten und schwächsten vulkanischen Erderschütterungen, die vielfach gar nicht beachtet werden.

Sammelt sich die Dampfmasse tiefer in dem Eruptionskanal, vielleicht in der Mitte, oder in dem untern Theil des Berges, so hat der eingeschlossene Dampf ein viel grösseres Gewicht der hohen Lavasäule, welche ihm den Ausgang versperrt, zu überwinden. Es dauert länger, bis der Dampf die hinreichende Spannkraft erlangt hat, um sich zu befreien. Die dadurch hervorgerufenen Erderschütterungen sind darum zwar seltener, aber, indem sie sich nach allen Seiten ausdehnen, ergreifen sie den ganzen Berg, bis zu sei-

nem Fusse und zeichnen sich häufig durch grössere Stärke aus.

Liegt der Sammelpunkt noch tiefer, wie das Niveau der Gegend, auf welcher sich der vulkanische Berg erhebt, so gelingt es den Dämpfen noch seltener durchzubrechen; sie bedürfen einer noch grössern Spannung. Die Erschütterung spürt man dann aber nicht allein auf dem Berge, sondern auch in den benachbarten Gegenden. Kurz, je tiefer unter der Erdoberfläche die Ansammlung und das Vordringen der Dämpfe — welches auch ruckweise, bis zum Krater hin geschehen kann — stattfindet, desto grösser kann der Erschütterungskreis werden. Es hängt dann nur von ihrer Spannung, von der Natur der Gesteine und dem Bau der Schichten ab, ob die Ausbreitung begünstigt oder gehindert wird.

Der Chemiker hat manchmal Gelegenheit eine ähnliche Wirkung von Dämpfen zu beobachten, welche eine klare Vorstellung von der Art geben kann, wie die in der Lava des Eruptionskanals eingeschlossenen Dämpfe die Erderschütterungen erzeugen. Wenn nämlich Gase oder Dämpfe unter hohem Druck sich in einer zugeschmolzenen Glasröhre befinden, so halten die Wände derselben den hohen Druck ruhig aus, solange alles unverändert bleibt. Es finden aber trotzdem häufig Explosionen statt, in dem Augenblick, wo die Röhre geöffnet wird. — Die Röhre hat dem Druck von innen nach aussen Widerstand geleistet, allein sobald derselbe durch das Oeffnen an einem Punkte aufgehoben wird, entsteht eine grosse Ungleichheit der Spannung, da an der Oeffnung das Gas plötzlich den gewöhnlichen Atmosphärendruck annimmt und in einiger Entfernung noch der hohe Druck herrscht. Dadurch entsteht eine Strömung in dem Gas, die sich wellenartig fortpflanzt und das Glas zertrümmert. Ist der Druck zu klein zum Zerbrechen, so geht nur ein Stoss durch das Gefäss, der den Erdstössen entspricht.

Die gleiche Erfahrung wird hier und da bei Hoch-

druckdampfmaschinen gemacht, die dem hohen Druck ganz gut widerstehen und manchmal gerade dann zerbrechen, wenn der Dampf abgelassen wird. Der Vorgang ist dann ganz analog der Wirkung der Dämpfe bei thätigen Vulkanen.

In den zuletzt vergangenen Jahren gehören viele grosse, mitunter lange anhaltende Erdbeben der Gruppe der vulkanischen Erdbeben an.

Am 24. December 1866 spürte man auf der Inselgruppe der Azoren, am stärksten in Serreta, eine mässige Erderschütterung. Am 2. Januar 1867 kam wieder eine vor und von diesem Tage an wiederholten sich lange Zeit mehrere Stösse täglich. Die bekannten Vulkane dieser Inseln blieben jedoch vollkommen ruhig und unverändert, sodass die Erdbeben nicht durch die Vulkane veranlasst schienen. Auch trat am 15. März Ruhe ein, die bis zum 15. April anhielt. Nach diesem Tage begannen jedoch die Erderschütterungen von neuem und traten immer häufiger und heftiger ein, sodass in der zweiten Hälfte des Mai durchschnittlich täglich hundert gezählt werden konnten. Seit dem 25. dieses Monats schien die Erde von unaufhörlichen Schwankungen gar nicht mehr zur Ruhe zu kommen. Der 1. Juni zeichnete sich durch einen sehr heftigen Stoss aus und am Abend dieses Tages begann eine grosse submarine Eruption zwischen den Inseln Terceira und Graciosa, etwa neun Meilen von Serreta entfernt, wo die Erdbeben am heftigsten waren. Die Eruption wurde von schwächern Erdbeben, die mit ihrem Beginne ihre Kraft verloren hatten, begleitet. Am 7. Juni war die Eruption beendigt und nur einzelne schwache Erderschütterungen kamen, mit immer längern Ruhepausen, noch im Laufe des Monats vor. Vom 27. Juni bis 18. August war der Boden vollständig ruhig. An letzterm Tage trat noch einmal ein etwas heftigerer Erdstoss ein und damit war das Erdbeben beendigt.

Im Jahre 1868 begannen am 11. Februar in einer vulkanreichen Gegend von Centralamerika, an der

Fonseca-Bai, heftige Erdbeben. Bis zum 17. Februar zählte man schon an 200 heftige Erdstösse. Der nahegelegene thätige Vulkan Coseguina änderte dabei seinen Zustand nicht im geringsten. Von diesem Tage an wurden die Erderschütterungen so zahlreich, dass sie nicht mehr gezählt werden konnten. Da erfolgte am 28. Februar, auf der dem Coseguina gegenüberliegenden Spitze der Fonseca-Bai ein Ausbruch des Conchagüa. Dieser Berg scheint ein alter Vulkan gewesen zu sein; er war jedoch seit der Entdeckung jener Länder nicht thätig und darum als Vulkan nicht bekannt geworden. Solange seine Eruption anhielt, dauerten auch die Erdbeben, obgleich an Heftigkeit immer mehr abnehmend, fort.

Der riesige Vulkan Mauna-Loa ist stets thätig, wenn auch nur von Zeit zu Zeit grosse Eruptionen eintreten. Die Insel Hawaï, auf welcher er liegt, wird, wie die ganze Gruppe der Sandwichinseln, nicht selten von Erdbeben erschüttert. Dennoch waren selbst dort die Erdbeben im Jahre 1868 unerhört durch ihre grosse Zahl und Heftigkeit. Dieselben begannen am 27. März und im Verlaufe von zehn Tagen gab es über zweitausend Stösse; ein Dorf wurde zerstört und mehrere hundert Menschen kamen um das Leben. Bald nachher fing auch einer der furchtbarsten Ausbrüche des Mauna-Loa an. Der heftigste Erdstoss erfolgte am 2. April. Er warf Thiere und Menschen um und schleuderte sie wie Gummibälle umher. Eine Felsmasse löste sich bei Kapapola los und der Bergsturz bedeckte einen grossen Landstrich. Auch am 4. April, wo ungeheuere Lavaströme aus dem Vulkane hervorbrachen, waren die Erdstösse ausserordentlich heftig. An tausend Stellen zerklüftete sich der Boden und aus den breiten Spalten ergoss sich Schlamm in solcher Menge, dass ein Dorf sammt allen Einwohnern verschüttet wurde. Das Meer wich von der Küste zurück und ergoss sich dann wieder zerstörend über das Land. In Hilo, welches am stärksten betroffen worden war, beruhigte

sich die Erde ein ganzes Jahr lang nicht. Bis Februar 1869 folgten sich dort die Erdstösse rasch nacheinander und viele Tage waren durch sehr heftige Erdstösse ausgezeichnet.

In dem kaukasischen Bezirk Kobistan wurde erst 1866 ein, bis dahin nicht beobachteter und wol scheinbar erloschener Vulkan, der Degneh, durch einen am 11. August beginnenden grossen Ausbruch bekannt. Lava soll aus mehr als hundert Eruptionskegeln hervorgebrochen sein und ergoss sich nebst grossen Schlammströmen über die Umgebung. Während der Eruption wurde das Land, bis nach Zurnabad, Tiflis und Elisabethpol hin, von Erdbeben heimgesucht. Die Erdbeben wurden aber nach deren Ende noch häufiger und erschütterten besonders den Boden des nur 49 Werst von dem Vulkane entfernten Schemacha; noch im Jahre 1872 zeichneten sich daselbst die Monate Januar, März und Juli durch Erderschütterungen aus.

Die nichtvulkanischen Erdbeben.

Ebenso unzweifelhaft, wie es vulkanische Erdbeben gibt, kommen auch nichtvulkanische Erdbeben vor. Sie werden herbeigeführt durch so mannichfaltige Umstände, dass fast jedes einzelne eine besondere Untersuchung und Erklärung verlangt, obgleich der Grund derselben überall der gleiche ist.

Die Ursache aller nichtvulkanischen Erdbeben sind stets mechanische Bewegungen einzelner Theile der festen Erdmasse, Senkungen, Verschiebungen, Rutschungen der Schichten, Veränderung der Gleichgewichtslage einzelner Gesteinspartien u. s. w. Alles, was derartige Veränderungen in der Architektur der Erde veranlasst, kann dadurch auch Veranlassung zu Erdbeben werden.

Sobald eine tiefliegende, von andern bedeckte Schicht

sich plötzlich rasch, wenn auch nur wenig senkt, so pflanzt sich die plötzliche Bewegung durch die daraufliegenden Schichten fort und wird an der Oberfläche als Erdstoss empfunden.

Man kann die Wirkung eines solchen Ereignisses durch den Versuch nachahmen, wenn man einen Stein, der eine solche Schicht vorstellen soll, in der Art schräg aufhängt, dass er sich auf der einen Seite auf den Boden stützt, auf der andern Seite, etwa an einem Faden hängend, in geringer Höhe über den Boden schwebend erhalten wird. Durchschneidet man rasch den Faden, so findet eine plötzliche Senkung, wie sie im Erdinnern vorkommt, statt, der Stein sinkt rasch, bis er auf den Boden aufstösst. Hat man aber vorher allerlei Gegenstände, theils fest mit der Oberfläche des Steines verbunden, theils lose daraufgelegt, so erleiden dieselben in dem Momente, wie der Stein sich senkt und auf seiner Unterlage aufstösst, alle Wirkungen, die man bei Erdbeben an den Gegenständen der Erdoberfläche beobachtet. Man kann auf diese Weise die verschiedenartigsten Erscheinungen der Erdbeben willkürlich hervorrufen.

Plötzliche Senkungen, wie wir sie zu diesen Versuchen benutzen, kommen aber in dem Erdinnern gar oft und aus den verschiedensten Veranlassungen vor.

Es ist hier nicht möglich, die grosse Menge verschiedener Veranlassungen zu plötzlichen Senkungen im Erdinnern und damit auch zu Erdbeben auf der Erdoberfläche, aufzuzählen; wir müssen uns auf einige wenige, häufig vorkommende und allgemein verbreitete, beschränken.

Das Wasser, welches überall im Innern der Erde circulirt, bietet sehr häufig die Veranlassung zu Bewegungen einzelner Theile der festen Erdmasse und zu Verschiebungen in deren Schichtenbau. Es löst auf seinem unterirdischen Wege von all den Gesteinen, mit welchen es in Berührung kommt, nach dem Grade ihrer Löslichkeit, etwas auf. Die gelösten Stoffe werden von

dem Wasser fortgeführt und, wenn dasselbe etwa als Quelle an die Oberfläche gelangt, so sind die gelösten Stoffe all der Gesteinsarten, durch welche das Wasser gekommen ist, in der Quelle nachweisbar. Sehr merklich wird das schon in kurzer Zeit, wenn die Gesteine, wie Salz, Gips oder Kalkstein, leicht lösbar sind. Unermüdlich führen die Quellen solche Stoffe, deren Menge sich leicht berechnen lässt, an die Oberfläche der Erde, wo sie zum Theil abgelagert, zum Theil durch Bäche und Flüsse in das Meer geführt werden.

All der Raum, welcher von diesen Stoffen ursprünglich im Innern der Erde eingenommen wurde, wird leer, die Schichten von Kalkstein, Gips und Salz werden dünner. Dadurch wird den darauffliegenden Schichten die feste Unterlage entzogen und sie müssen vermöge ihres Gewichts nachsinken. Erfolgt diese Senkung nicht ebenso allmählich und stetig, wie die Lösung unter ihnen, sondern werden die obern Schichten noch von einzelnen Vorsprüngen geschützt, oder bleiben sie an einzelnen Stellen hängen, bis diese Stützen ihre Last nicht mehr tragen können, so erfolgt dann das Nachsinken plötzlich und ruckweise und erzeugt ein Erdbeben, welches sich später an derselben Stelle wiederholen kann, wenn die fortdauernde Lösung wieder ähnliche Verhältnisse herbeigeführt hat. Eine einzelne Senkung kann aber mehrere Stösse dadurch erzeugen, dass sie nicht auf einmal stattfindet, sondern die Schichten an den Seiten durch Reibung oder andere Hindernisse festgehalten werden und nur ruckweise nachrutschen können, bis sie wieder eine feste Unterlage besitzen.

Die Soolquellen am Oberrhein haben auf diese Weise in der Nähe von Basel wiederholt Erderschütterungen erzeugt. Man kennt dort seit dem 11. Jahrhundert 127 Erdbeben. — Die Soolquellen des Canton Wallis und die Thermen von Leuk veranlassen in jenem Theile des Rhônethales häufig Erdbeben. Das bedeutendste jener Gegend ereignete sich vom Jahre 1855—56 in

der Umgebung von Visp. — Aus ähnlichen Gründen mögen Erdbeben gerade in den Kalkgebieten und Ausläufern der Alpen so häufig sein; in neuerer Zeit in Laibach, Nassenfuss, Kundl, Belluno. Nicht immer sind die Quellen, welche solche Erdbeben herbeigeführt haben, mit Sicherheit nachweisbar, da sie oft sich noch weit von der Stelle entfernen, von der sie die gelösten Stoffe genommen, ehe sie als Quelle hervorbrechen.

Das Wasser, welches in die Erde eindringt, gibt, auch ohne Lösung, zu Erdbeben schon dadurch Veranlassung, dass es manchmal Schichten, besonders diejenigen von thoniger Beschaffenheit, findet, welche Wasser aufsaugen und dadurch weich und breiartig werden. Die obern Schichten drücken auf diese weich und beweglich gewordenen Massen. Bei geneigter Lage rutschen sie auf ihnen abwärts, bei horizontaler Lage suchen sie die weichen Massen zusammenzudrücken und pressen sie in die vorhandenen leeren Räume hinein, sodass die obern Schichten nachsinken müssen.

Am 31. Januar 1867 setzte sich in der Gemeinde Feternes im Chablais ein grosses Stück Land in Bewegung und rutschte abwärts. Dadurch wurde das Dorf Planta in zwei, durch eine grosse Spalte geschiedene Hälften getrennt. Viele Häuser stürzten zusammen; Bäume und andere Gegenstände verschwanden in dem Abgrund. — Ein Berg bei Porezkoſe, im Gouvernement Ssimbirsk, erhielt am 27. Mai 1865 bei schwachen Erderschütterungen zahlreiche Risse und der obere Theil desselben rutschte ruckweise zum Thale hinab. Viele der auf ihm stehenden Häuser wurden zerstört.

In solchen Fällen kann die Beobachtung, welche man mehrfach gemacht haben will, dass andauernde Regen Erdbeben begünstigen, zutreffen, indem durch das reichlich in den Boden eindringende Wasser die Schichten in den geeigneten Zustand versetzt werden. Das Er-

eigniss am 31. Januar 1867 trug sich nach ungewöhnlich lange anhaltenden Regengüssen zu und das vom 27. Mai 1865 erfolgte nach einem heftigen Gewitter. Die Bewohner der Niederungen von Peru haben sich daher auch wahrscheinlich nicht getäuscht, wenn sie besonders die Regenzeit der Tropen wegen der Erdbeben fürchten. Sollte sich durch die Statistik ein Einfluss der Jahreszeiten, besonders von Frühjahr und Spätjahr unserer gemässigten Zone, auf die Häufigkeit der Erdbeben feststellen lassen, wie man vermuthet, so liesse sich derselbe durch den Regenreichthum dieser Jahreszeiten wohl erklären.

Andauernde Nässe und Regen können in diesem Sinne wol den Eintritt von Erdbeben begünstigen, allein nur an denjenigen Orten, wo die dazu nothwendigen Bedingungen vorhanden sind. Das Wasser kommt bei solchen Veranlassungen auch nicht immer aus der Atmosphäre, sondern ist in der Erde selbst enthalten. Eine wasserreiche Quelle am Berge Cernans im französischen Jura war jahrelang verschwunden, da stürzte dieser Berg 1840 unversehens zusammen, indem jene Quelle ihn allmählich unterwaschen hatte.

An den Küsten kommt es zuweilen vor, dass leicht zu erweichende Schichten unter der Wasserfläche endigen. Das Wasser des Sees oder des Meeres dringt in dieselben ein und weicht sie auf, sodass die auf ihnen ruhende Last der obern Schichten sie als Schlamm herausquetscht und die obern Schichten dadurch nachsinken. Indem die Erweichung einer solchen Schicht allmählich fortschreitet, wiederholt sich dieser Vorgang häufig und es treten in der Umgebung zahlreiche Erderschütterungen ein. Es ist nicht unmöglich, dass die Erderschütterungen, welche vom Mai 1866—70 am Gardasee stattfanden, von einer solchen, unter dem Monte-Baldo gelegenen Schicht veranlasst wurden. Die Erschütterungen gingen vom Monte-Baldo aus und das südliche Seeufer senkte sich nach und

nach, sodass der am See liegende Gasthof Zur Porta vecchia bei Desenzano bald zur Hälfte unter Wasser stand.

Wo sich kein solcher Raum findet, wie ihn ein See oder das Meer darbieten, in den sich die erweichten Massen ergiessen können, da werden sie auf den Spalten emporgepresst. Die Schlammmassen, welche sich aus den Erdbebenspalten während des Erdbebens von Peru 1868, des Erdbebens in Californien 1865 und bei vielen andern Erdbeben der Neuzeit ergossen, haben diesen Ursprung. Ist der Druck sehr gross, so kann das bisher in der Tiefe eingeschlossene Wasser, oder der Schlamm auch in einem kräftigen Strahle emporgepresst werden, wie bei vielen Erdbeben berichtet wurde.

Man ist meist geneigt, die im Erdinnern vorhandenen Gesteine, die der Verwitterung, welche die Gesteine der Oberfläche verzehrt, entzogen sind, als unveränderlich anzusehen. Allein nichts, was besteht, ist von Dauer und unvergänglich.

Der Wettstreit der chemischen Kräfte erstreckt sich in die grössten Tiefen; nichts ist ihm unzugänglich, und nichts widersteht ihm auf die Dauer, aber verschlungen und dunkel sind manchmal seine Wege.

Unter dem Einfluss der chemischen Veränderungen gibt es ebenfalls mannichfaltige Veranlassungen zu plötzlichen Verschiebungen und Senkungen in der Erde. Als Beispiele sollen nur einige wenige, die sich leichter verständlich machen lassen, angeführt werden.

Die Steinkohlenlager bestehen aus Pflanzen, welche in den frühern Perioden der Erde in grosser Menge abgelagert und, indem sie mit Schutt und Schlamm verdeckt und von der Atmosphäre nicht berührt waren, vor der vollständigen Verwesung und Vernichtung geschützt wurden. Durch eine sehr langsame und unvollständige Verwesung hat die Pflanzensubstanz die Beschaffenheit der Steinkohle angenommen.

Der Verwesungsprocess hat aber nie ganz in den Kohlen aufgehört, sondern dauert in ihnen noch jetzt fort. Er verwandelt nach und nach die Pflanzensubstanz, wie alle organische Wesen, in gasförmige Producte, welche sich theilweise in den Spalten und Höhlungen des Kohlengebirges ansammeln, theilweise aber langsam durch die Erde in die Atmosphäre aufsteigen.

Je mehr die Verwesung fortschreitet, desto mehr nimmt die Pflanzensubstanz ab und schwindet zusammen, sodass alle darauf liegenden Schichten nachsinken müssen. Geschieht das unregelmässig, ruckweise, so entstehen Erdbeben.

In Gegenden, in denen die Kohlenformation entwickelt ist, und viele dünne oder mächtige Kohlenflötze übereinander liegen, ist die Wirkung dieser Veränderung der Kohlensubstanz am auffallendsten. In solchen Gegenden sind daher häufig Erderschütterungen zu erwarten, obgleich dieselben nicht sehr stark zu sein pflegen, weil das Zusammensinken meist langsam und regelmässig stattfindet.

Im Monat Mai 1869 traten in Charleroi, einem der belgischen Kohlendistricte, Erderschütterungen ein; Spalten bildeten sich an vielen Orten in dem Boden und stellenweise wurden Senkungen desselben deutlich sichtbar. Alle diese Erscheinungen kamen nur innerhalb des Kohlenbezirks vor. — In dem Kohlengebirge an der belgisch-deutschen Grenze ereignete sich am 13. August 1869 bei Kohlscheid, unfern Aachen, eine Bodensenkung, sodass mehrere Häuser Risse erhielten und die Kirche gefährdet war. Dies wiederholte sich an derselben Stelle noch öfter und später auch an andern Punkten des Gebietes, besonders bei Herzogenrath und Aachen am 18. September, am 2., 15., 19., 20., 22., 25., 31. October 1873. Schon an einer andern Stelle wurde eine Anzahl bedeutender Erdbeben früherer Zeit aus der Umgebung von Aachen genannt, welche zeigen, dass auch dieses Kohlengebiet häufig Erderschütterun-

gen ausgesetzt ist. — Auch in den Kohlengegenden der Ruhr machten sich in den letzten Jahren solche Bodenbewegungen bemerklich. In Essen waren die Erschütterungen kaum fühlbar, die Senkungen, welche seit April 1867 fortdauern, erzeugten jedoch Risse in den Häusern und in den Strassen, hauptsächlich in der Bahnhofstrasse entstanden zahlreiche kleine und einzelne grosse Spalten.

Obgleich diese Erscheinungen in allen Kohlengebieten vorkommen können, so sind sie doch häufiger da, wo Bergbau auf Kohlen getrieben wird. Durch den dabei nothwendigen Zutritt der Luft zu den Kohlenflötzen, wird der Verwesungsprocess beschleunigt, wie die Bildung jener grossen Gasansammlungen, die man „Schlagende Wetter" nennt und die zu den bekannten gefährlichen Explosionen Anlass geben, deutlich zeigt.

Aehnliche Vorgänge ereignen sich auch in andern, nicht zu dem Kohlengebirge gehörenden Gegenden. Die neuen Ablagerungen von feinem Schutt und Schlamm sind sehr voluminös, indem sie eine grosse Menge mehr oder weniger festgebundenes Wasser und verwesende organische Massen enthalten. Sind sie von andern, jüngern Schichten bedeckt, so erfolgt die Veränderung allmählich, aber unaufhaltsam. Das Wasser verdunstet nach und nach, die organischen Stoffe verschwinden durch Verwesung, und die noch zurückbleibende Masse wird durch den Druck zusammengepresst und verdichtet. Auf diese Weise werden mächtige Ablagerungen, je älter sie werden, desto dünner und dichter und wenn die darüber befindlichen Schichten nur ruckweise nachsinken, so rufen sie Erderschütterungen hervor. Darum sind auch gerade in den jüngsten Ablagerungen mancher Gegenden Erdstösse nicht ganz selten.

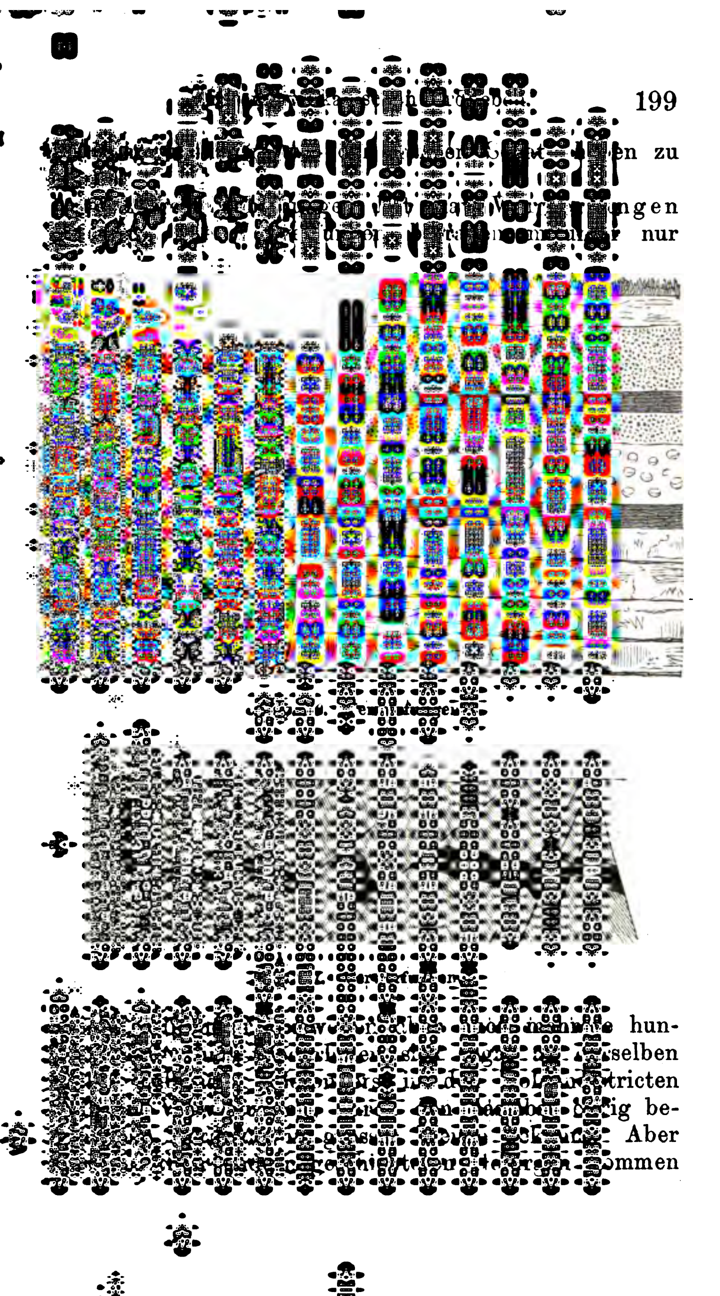
In den ältern, dichten und an organischen Stoffen armen Gesteinen machen sich diese Vorgänge weniger bemerklich. Dagegen enthalten sie oft mancherlei unorganische Mineralbildungen, welche den chemischen

Einwirkungen in der Weise unterliegen, dass sie zu gasförmigen Producten werden, oder aus unlöslichen Mineralien sich in andere, lösliche Mineralverbindungen umwandeln und dann von dem Wasser aufgelöst und weggeführt werden. Ueberall, wo durch diese und andere chemische Veränderungen im Erdinnern ein Massenverlust eintritt, können dadurch locale Senkungen und Erderschütterungen hervorgerufen werden.

Wie mannichfaltig die Veranlassung zu den nichtvulkanischen Erdbeben auch sein mögen, sie beruhen doch alle auf Veränderungen im Bau der Erdmasse, die in mechanischen Bewegungen, Verschiebungen und Senkungen bestehen. Darum kennen wir auch so viele Beispiele von stärkern Erdbeben, die mit, an der Erdoberfläche sichtbaren, manchmal sehr bedeutenden Senkungen verbunden waren. Damit aber eine Senkung an der Oberfläche merkbar werde, besonders im Binnenlande, wo eine kleine Veränderung der Höhe ausgedehnter Landstriche nicht leicht nachzuweisen ist, muss dieselbe schon ziemlich bedeutend sein und tritt darum nur bei stärkern Erderschütterungen, und oft erst nach wiederholten Stössen, ein.

Derartige Bewegungen können sich aber auch allein im Erdinnern vollziehen, indem die obere Decke sich über die in Verschiebung begriffenen Stellen unverändert wölbt und nur durch die Fortpflanzung der dadurch hervorgerufenen Erschütterung berührt wird. Mit einem Erdbeben müssen daher nicht nothwendigerweise Senkungen der Erdoberfläche verbunden sein, indem sich dieselben auf das Erdinnere beschränken können.

Die Anzeichen solcher Senkungen und Verschiebungen findet der Geognost überall in der Architektur der Erde; der Bergbau wird gar häufig durch dieselben gestört. Man findet die Schichten zerrissen und deren Theile gegeneinander verschoben und gesenkt. Der Bergbau muss dann oft die darin enthaltenen nutzbaren Mineralien oder Kohlenflötze in dem Durcheinander



dieselben in gleicher Weise vor. Sogar in den ungeschichteten Gebirgen begegnet man ihnen überall. Man sieht die Erz- und Mineralgänge und die Klüfte, welche die Felsen durchziehen, überall durch solche Verwerfungen zerrissen und verschoben. Die Rutschflächen, wo die aneinander hingleitenden Gesteinsflächen durch die Reibung vollkommen geglättet und polirt wurden, zeugen von der Gewalt der Verschiebung.

Man darf sich nicht vorstellen, dass eine Verwerfung immer durch eine plötzliche Senkung entstand; sie erfolgte nach und nach, ruckweise und gab zu zahllosen Erdstössen und Erschütterungen Veranlassung.

Wenn einmal in einer Gegend das Gleichgewicht in der Lagerung der Schichten gestört ist, dann schieben, drängen, drücken und senken sich die Massen oft längere Zeit, bis sie wieder zur Ruhe gelangt sind; es entsteht eine Erdbebenperiode. Während einer solchen werden bisweilen benachbarte Gebiete, die anfangs in Ruhe waren, durch die nebenan stattfindenden Veränderungen in ihrem Gleichgewicht gestört und kommen nun selbst in Bewegung. So kann sich allmählich der Sitz des Erdbebens verschieben.

Die Erdbeben des Mittelrheins, welche von dem Jahre 1869 bis Ende 1873 andauerten, gingen anfangs von einem Punkte aus, der in der Ebene des Rheinthals zwischen Darmstadt und Manheim, etwa bei Grossgerau lag. Von dem Jahre 1871 an bildete sich ein zweiter Mittelpunkt im westlichen Odenwald, der seit dieser Zeit die Mehrzahl der Erschütterungen veranlasste und nur einzelne Stösse dazwischen erfolgten noch von Grossgerau aus. — Bei dem grossen calabrischen Erdbeben von 1783 verschob sich der Mittelpunkt des Erschütterungskreises allmählich, von der Stadt Oppido aus, immer weiter nordöstlich.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass überall in der Erde Bewegungen stattfinden, welche zahllose Erderschütterungen veranlassen müssen. Die Häufigkeit

der Erdbeben begreift man aber noch mehr, wenn man berücksichtigt, dass die kleinste, unmerkliche Bewegung im Erdinnern, unter Umständen sehr bedeutende Erschütterungen auf der Erdoberfläche hervorrufen muss. Es hängt das nur von dem Bau der Erde ab.

Bilden feste und dichte Gesteine die Unterlage, auf welchen weiche Schichten und lockere Massen liegen, so genügt das leiseste Erzittern in der festen Unterlage, um sehr empfindliche Erschütterungen auf der Oberfläche zu erzeugen. Ein kleiner Ruck dort, der gar nicht nachgewiesen werden kann, genügt, um die Oberfläche, vielleicht sogar in sichtbare Schwankungen zu versetzen.

Es gibt ein Experiment, das zu andern Zwecken sehr häufig in der Physik ausgeführt wird, welches man aber auch dazu benutzen kann, um die Wirkung solcher Erderschütterungen klar zu machen. Wenn man einen geeigneten festen Körper, z. B. eine Glastafel, mit dem Violinbogen streicht, so beginnt dieselbe zu tönen. Die Töne werden bekanntlich durch Schwingungen hervorgerufen, und die tönende Glastafel ist demnach ebenfalls in schwingender Bewegung begriffen, nur sind die Bewegungen so klein, dass sie uns nicht sichtbar werden. Bestreut man die Tafel, bevor man sie zum Tönen bringt, mit feinem Sand, so wird derselbe dann durch das Tönen wild durcheinander geworfen, einzelne Körnchen springen hoch in die Höhe und werden mit Gewalt heruntergeworfen.

Ein ähnlicher Vergleich ergibt sich bei Billardkugeln. Man kann bekanntlich zwei sich berührende Billardkugeln in der Art anstossen, dass der getroffene Ball ruhig bleibt und der Stoss sich auf den vordern Ball so fortpflanzt, dass dieser allein sich bewegt und rollt.

Beispiele von sichtbaren Schwankungen der Oberfläche bei Erdbeben sind öfter beobachtet worden. Dieselben können, wie bei dem Erdbeben von Battang,

am 11. April 1871, wo die Erde, wie die Wellen des Meeres, wogte, von starken Senkungen begleitet und herbeigeführt sein; wie aber die unsichtbaren Schwingungen der starren Glastafel den lockern Sand in lebhafte Bewegung versetzen, so können sie auch ebenso gut von unmerklichen Schwingungen einer festen Gesteinsunterlage, auf der die Schichten der Oberfläche locker aufliegen, hervorgerufen werden.

Auf diese Weise erklärt sich auch die, schon früher erwähnte, Beobachtung, dass Erschütterungen der Erdoberfläche, welche daselbst grosse Verwüstungen anrichteten, in Bergwerken nicht gespürt wurden. So wurde das Erdbeben von Fahlun im November 1823 in den Gruben dieses Ortes ebenso wenig bemerkt, wie das rheinische Erdbeben von 1828 in den Gruben von Essen, oder das furchtbare Erdbeben von Lone-Pine 1872 in dessen Bergwerken. In diesen Fällen lagen eben die Beobachtungspunkte schon zu tief, um die heftige Bewegung zu empfinden, welche die Erdoberfläche verwüstete.

Viele Wirkungen grosser Erdbeben dienen dieser Darstellung gleichfalls zur Bestätigung. Die Stadttheile von Lissabon, welche auf festem Kalkstein erbaut sind, spürten zwar das grosse Erdbeben von 1755, wurden aber nicht zerstört, die auf dem Sand und den Thonschichten am Ufer stehenden Strassen und Häuser wurden dagegen vernichtet. — Vom 6. bis 8. October 1865 und am 21. October 1868 wurde San-Francisco in Californien von furchtbaren Erdbeben heimgesucht. Aber in beiden Fällen litten die untern, auf Anschwemmungen gelegenen Stadttheile am meisten. — Im Jahre 1867 wurden auf der Insel Cephalonia die niedriggelegenen, auf weichen und lockern Schichten errichteten Gebäude zerstört, die hohen auf festem Fels gelegenen blieben verschont. — Genaue Untersuchungen des Erdbebens von Belluno 1873 haben ergeben, dass die Orte San-Floriano, Serra valle und alle andern Dörfer auf dem Bergrücken, der Belluno von dem Alpagothale

trennt, unversehrt blieben, die auf den tertiären Schichten des Alpagothales, wie Tigres, Villa, Grana u. s. w. wenig gelitten haben, alle Orte aber auf dem Schutt der Bergabhänge, oder auf dem flachen sandigen Seeufer — Arsiè, Pieve, Pùos u. s. w. — zerstört sind. Die Stadt Belluno, welche sehr gelitten hat, steht auf Diluvialkies.

Hier bestätigt sich überall, dass durch eine den Erdbeben günstige Bauart der Gegend, kleine Ursachen grosse Wirkungen hervorrufen können.

Da unsichtbare Schwingungen des Erdinnern so bedeutende Erschütterungen der Oberfläche erzeugen können, da die Architektur der Erde so vielfache Veränderungen erleidet, die Schichten sinken, sich verschieben, reiben und drücken, ihre Gleichgewichtslage so oft ändern und dadurch wieder die der benachbarten Gegenden stören, so kann man sich nicht wundern, wenn die Erderschütterungen so häufig sind und die Oberfläche beständig irgendwo zittert und bebt.

Die beiden Gruppen der Erdbeben, die vulkanischen und die nichtvulkanischen, sind wissenschaftlich festgestellt; es kann darüber kein Zweifel mehr existiren, dass auf den angegebenen Wegen viele Erdbeben entstehen. Allein noch ist es nicht möglich, wegen mangelhafter Nachrichten und wegen unvollkommener Untersuchungen, jedem einzelnen Erdbeben seine richtige Stelle anzuweisen und die besondere Ursache für jeden einzelnen Fall aufzufinden. Es bleibt sogar nicht ausgeschlossen, dass noch andere, bisjetzt unbekannte Ursachen der Erdbeben existiren. Die bekannten Ursachen scheinen zwar zu genügen, um alle Erscheinungen zu erklären, wir wollen aber dem Fortschritt der Wissenschaft nicht vorgreifen und die Möglichkeit der Existenz noch anderer Ursachen anerkennen.

Wie aber auch die spätern Resultate der Wissenschaft ausfallen mögen, ob die in beiden Gruppen zusammengefassten Veranlassungen der Erdbeben allein geltend bleiben, oder ob noch andere hinzukommen,

so viel bleibt bestehen, dass die Erdbeben nicht die Wirkung einer einheitlichen Ursache sind, sondern dass durch die verschiedenartigsten Veranlassungen gleichartige Wirkungen hervorgerufen werden, die wir Erdbeben nennen.

III.

Die Schlammvulkane.

Die Schlammvulkane bieten weder den imponirenden Anblick einer vulkanischen Gegend, mit ihren fremdartigen Kegelbergen dar, noch kann ihre Thätigkeit der wilden Majestät der Eruptionen an die Seite gestellt werden. Dennoch werden wir bei der Beschreibung der Schlammvulkane fort und fort an die Vulkane erinnert. Die Aehnlichkeit erstreckt sich sogar so sehr auf Kleinigkeiten und Nebenumstände, dass man leicht geneigt werden könnte, die Schlammvulkane als eine Art Miniaturvulkane anzusehen. Die nähere Untersuchung lehrt jedoch, dass der Unterschied zwischen Schlammvulkanen und Vulkanen nicht nur in der Grösse und Kraft liegt, sondern tiefer begründet ist.

Die Schlammvulkane bilden kleine, kegelförmige Hügel, welche durch ihre eigenen Producte in derselben Weise gebildet wurden, wie die Eruptionskegel der Vulkane durch deren Ausbrüche. Allein die Höhe der Kegel bei den Schlammvulkanen ist gewöhnlich sehr unbedeutend und beträgt manchmal nur 2—3 Fuss, im Durchschnitt 20 oder 30 Fuss, erreicht aber auch 500 Fuss und noch mehr.

Bei Point du Cac, am Südende der Insel Trinidad, befinden sich z. B. mehrere Schlammvulkane, von denen

jeder einzelne einen Durchmesser von etwa 150 Fuss besitzt, aber nur eine Höhe von 4 Fuss. — Die meisten Kegel auf der Halbinsel Taman, welche nächst der Umgebung des Kaspischen Meeres, das bedeutendste Gebiet der Schlammvulkane ist, erreichen eine Höhe von 100—150 Fuss. — Die berühmte Macaluba auf Sicilien besteht aus einem abgestumpften Kegel, der 150 Fuss hoch ist, dabei aber einen unverhältnissmässig grossen Umfang besitzt. Auf seiner eine halbe Miglie im Umkreis betragenden Gipfelfläche, liegen zahlreiche nur wenige Fuss hohe Eruptionskegel. — Der Schlammvulkan Agh Sibyr hat die bedeutende Höhe von 460 pariser Fuss.

Die Masse dieser Kegel besteht fast immer aus einem thonigen Schlamm, der sich während der Thätigkeit in zähflüssigem Zustand befindet. Während der Ruhe, und bei jeder länger andauernden Unthätigkeit, trocknet der Thon ein. Dann sieht man einen flachen Kegel von fahlem, blaugrauem Thone, der von unzähligen Rissen und Sprüngen durchschnitten wird und keine Spur von Vegetation nährt. Zuweilen bildet aber dieser trockene Thon nur eine Decke über dem flüssigen Inhalt, sodass der Boden unter den Füssen schwankt, wenn man ihn betritt.

Die Schlammvulkane sind nicht sehr zahlreich. Sie liegen vereinzelt, oft weit voneinander entfernt, oder zu zwei und drei in einer Gegend vereinigt. In den wenigen Gegenden, wo diese Naturerscheinung häufig ist, erkennt man zuweilen eine Reihenbildung der Schlammvulkane. Dies findet vor allem im Gebiete des Kaspischen Meeres statt. Besonders die Inseln sind in dieser regelmässigen Weise angeordnet und die im Mai 1861 durch die Thätigkeit eines Schlammvulkanes neuentstandene Insel Kumani passt genau in eine solche Kette.

Die südlichste Reihe, welche mit der Insel Pogorellaja plita beginnt, trifft, nachdem sie das kleine Eiland Oblivnoi berührt hat, nach 25 Werst auf den an der Küste als Vorgebirge hervortretenden Schlammvulkan

Bandovan. Eine reihenförmige Gruppe kleiner Schlammkegel verbindet den Bandovan mit dem grossen Schlammvulkan Agh Sibyr und acht Werst landeinwärts liegt in derselben Richtung in der Steppe noch ein kleiner Schlammvulkan.

Eine zweite Reihe beginnt mit der Insel Kumani und trifft auf den Ilaman, der ebenfalls ein Vorgebirge bildet. Der Saraboga ist der grösste Kegel dieser Reihe.

Die dritte Reihe nimmt mit der Insel Svinoi ihren Anfang, schneidet die Inseln Loss und Glinoi und geht dann zwischen den Schlammvulkanen Alat und der Stelle hindurch, welche im Jahre 1860 eine Schlammeruption hatte.

Auf dem Gipfel der Schlammkegel befindet sich eine Kratervertiefung von trichter- oder schüsselförmiger Gestalt, aus welcher während der Thätigkeit die Eruptionsproducte herausgeschleudert werden. Die Form und die Entstehung der Vertiefung stimmt mit der der Kratere an Vulkanen überein. Auf dem Kraterboden liegen mehr oder weniger zahlreiche kleine Oeffnungen, welche die eigentlichen Eruptionsöffnungen sind.

Thätigkeit der Schlammvulkane.

Man unterscheidet bei den Schlammvulkanen, wie bei den Vulkanen, einen Zustand der Ruhe, einen Zustand regelmässiger Thätigkeit und den Zustand der Aufregung oder Eruption. Die eigentliche Eruptionsthätigkeit ist jedoch bei den Schlammvulkanen viel seltener, wie bei den Vulkanen.

Während des Zustandes ruhiger Thätigkeit entwickeln sich aus den Eruptionsöffnungen auf dem Gipfel des Kegels und in der Kratervertiefung Gase, die sich zu einem mehr oder weniger starken Gasstrom vereinigen. Gewöhnlich hat sich jedoch in dem Krater Wasser angesammelt, welches einen Theil des Thones aufweicht

und daraus bald eine dünnflüssige Masse, bald einen zähen Brei bildet. Die Gase müssen durch diesen den Krater erfüllenden Schlamm hindurchgehen, um entweichen zu können. Ist derselbe dünnflüssig, so wird er dadurch in fortwährender Wallung erhalten und gleicht einer siedenden Flüssigkeit, ist er aber von zäher Beschaffenheit, so können ihn die Gase nur mit Mühe durchbrechen, sie blähen seine Oberfläche zu grossen Blasen auf, die endlich zerplatzen und den Schlamm nach allen Seiten umherspritzen. Bei reichlicher Gasentwickelung und einer grossen Menge zähen Schlammes, erreichen die von dem Schlamm niedergedrückten Gase eine so grosse Spannung, dass sie zuletzt den Schlamm bis über den Rand des Kraters emporheben; er fliesst dann über den Abhang des Kegels, vergrössert denselben und kann sich unter Umständen auch noch in der Umgebung ausbreiten.

In Gegenden, in denen es viele kleine Schlammkegel gibt, und gewöhnlich mehrere Schlammvulkane von ganz geringer Höhe einander nahe liegen, gewinnt die Erscheinung bei anhaltendem Regen ein ganz anderes Ansehen. Dann weicht die ganze Masse zu einem grossen Schlammpfuhle auf, in dem die einzelnen Kegel verschwinden. Nur an den Stellen, wo sich das Gas entwickelt, wird die Schlammmasse in brodelnder Bewegung erhalten. Die eigentlichen Schlammkegel haben also dann keine dauernde Existenz, sondern bilden sich nur vorübergehend und erreichen desshalb keine bedeutende Höhe.

Es gibt aber auch Zeiten der Aufregung, wo die Schlammvulkane in Eruption gerathen und dann in kleinem Maassstab alle Erscheinungen wahrnehmen lassen, die man bei Eruptionen der Vulkane beobachtet. Unter heftigen Erschütterungen des Bodens erhitzt sich derselbe, eine Dampfsäule erhebt sich, die Schlamm und Steine, oft von bedeutender Grösse umherschleudert, und endlich wird ein Schlammstrom ergossen, der weithin alles bedeckt. Die Erhitzung wird oft so stark,

dass man selbst Feuerschein sieht und die Schlammströme die Vegetation versengen.

Unfern Paterno in Sicilien liegt der, seit den ältesten Zeiten schon bekannte Schlammvulkan *Salinella.* Am 22. Januar 1866 gerieth derselbe in Eruption; es war die bedeutendste, welche man von ihm kennt.

Die Bewohner von Paterno und seiner Umgegend fühlten am 15. Januar $9^1/_2$ Uhr abends Erderschütterungen; am 25. enthielt ein Bach daselbst heisses salziges Wasser von faulem Geruch. Es hatte der Ausbruch der Salinella begonnen. An die Stelle der trockenen Thonfläche war ein dampfender See getreten, der nach faulen Eiern roch, und sein Abfluss hatte sich mit jenem Bach vereinigt. Ueber seine Oberfläche ragten, gegen den Ostrand hin, zahlreiche kleine kraterähnliche Thonhügel hervor, von denen der grösste Krater $1^1/_2$—2 Meter Durchmesser besass. Sechs derselben waren in lebhaftester Thätigkeit. Säulen von warmem Wasser stiegen zwei Meter hoch auf, zugleich mit reichlichen Gasmengen, sodass das Wasser zu sieden schien. Die Temperatur des Wassers schwankte bei den einzelnen Kegeln von 46—26°, die Lufttemperatur betrug aber nur 6°. Andere, weniger thätige Kegel spien nur wenig mit Gas gemengtes schlammiges Wasser aus, welches die Temperatur der Luft besass. Die Mehrzahl zeigte bald eine Abnahme der Aufregung, es floss kein Wasser mehr aus ihnen, während nur das die kleinen Trichter füllende Schlammwasser, infolge der Entwickelung der Gasblasen, in wallender Bewegung war. Andere Kratere waren sogar schon trocken und aus engen Oeffnungen des Trichters entwich nur Gas mit zischendem Geräusch.

Im Februar 1794 hatte der Schlammvulkan Obu auf Taman eine Eruption, welche mit einem donnerähnlichen Getöse und mit Erdbeben verbunden war, die man noch in einer Entfernung von 55 Stunden spürte. Gleich am Anfange der Eruption erschien eine mächtige Feuergarbe, welche ungefähr eine halbe Stunde

anhielt. Zugleich stieg dichter schwarzer Rauch auf, der bis zum folgenden Tage fortdauerte. Die Menge von Schlamm, die sich in sechs Strömen vom Gipfel des Kegels in die Ebene herab ergoss, wurde auf mehr als 600,000 Kubikfuss geschätzt. Nach einigen Monaten waren die Schlammmassen soweit erhärtet, dass man ohne Gefahr darüber gehen konnte.

Ein anderer Schlammvulkan bei der Festung Phanagorie hatte im April 1835 eine Eruption. Es wurden grosse Mengen von Schlamm und Steinen ausgeworfen, die theilweise ein gebranntes Aussehen hatten. Auch Stücke von Thon- und Mergelschiefer mit Pflanzenabdrücken befanden sich darunter.

Bei dem Ausbruche eines Schlammvulkans, am 26. und 27. Januar 1839, in der Nähe des Dorfes Baklichli bei Baku, drang unter heftigem Getöse eine gewaltige Feuersäule aus dem Boden. Zugleich entwickelte sich ein dicker schwarzer Rauch, welcher eine hohe Säule bildete, aus der eine Menge kleiner, inwendig hohler Thonkugeln herabfiel. Drei Werst ringsumher ward die Gegend mit den ausgeworfenen Massen bedeckt. Nach dem Ende der Eruption erfüllte ein heftiger Schwefelgeruch die Luft, wodurch das Athmen erschwert wurde.

Producte der Schlammvulkane.

Die Producte der Schlammvulkane zerfallen in die flüssig-breiartigen und in die gasförmigen.

Die breiartigen Massen sind meist nichts anderes, als durch Wasser aufgeweichter Thon. Je nach der Menge des vorhandenen Wassers ist derselbe dünnflüssig oder zäh; seine Farbe schwankt von grau bis schwärzlichblau.

Diese thonig-schlammigen Massen enthalten zuweilen noch verschiedene Stoffe, theilweise wol nur zufällig, beigemengt. Darunter fällt besonders ein kleiner Salz-

gehalt häufig auf; selbst das Wasser solcher Schlammvulkane schmeckt salzig. An der Macaluba auf Sicilien scheiden sich sogar an dem Krater Salzkrusten aus, die aus einem Gemenge von Kochsalz und den schwefelsauern Salzen von Natron und Magnesia bestehen.

Bei der Thätigkeit vieler Schlammvulkane bemerkt man einen leichten bituminösen Geruch und sieht auf der Oberfläche einen braunen oder schwärzlichen erdölartigen Schaum, oder es schwimmt eine dünne Schicht von Erdöl auf dem Schlamm und auf dem Wasser. Manche dieser Schlammvulkane sind sogar mit beständigen Erdöl- oder Naphtaquellen verbunden, die in ihrer Umgebung hervorbrechen, oder auch zeitweise aus dem Schlammvulkane selbst sich stromartig ergiessen. Die grössten und an Eruptionspunkten reichsten Gebiete von Schlammvulkanen, die von Taman und Baku, liegen in jenen ausgedehnten Districten, in welchen Erdöl, Naphta, Erdpech und ähnliche Producte in der Erde weitverbreitet sind und ihre flüssigen Theile in zahlreichen Quellen freiwillig ergiessen. Auf der Insel Ssanki Mugan im Kaspischen Meere hat sich z. B. die ausfliessende Naphta zwischen den Schlammvulkanen überall kleine Rinnen gebildet, in denen sie ununterbrochen abfliesst.

Die Temperatur der Gase und des Schlammes ist in dem Augenblick, wo sie sich aus dem Vulkan entwickeln, nicht viel von der der Atmosphäre verschieden. Manchmal ist die Temperatur aber auch höher, schwankt jedoch bedeutend, selbst in kurzer Zeit. Zu dieser Art gehören auch die warmen Schlammquellen von Buban Salan. In einer derselben besass das Wasser am 22. October 1848 eine Temperatur von + 37,5° C., während die Gasblasen sogar 43° C. erreichten; im Juli 1859 betrug dagegen die höchste Temperatur an dieser Stelle + 33° C.

Eine besondere Art von Schlammvulkanen bilden jene, welche stets eine sehr hohe Temperatur besitzen und

massenhaft Wasserdämpfe ausstossen. Die Temperatur derselben ist nahe der des Siedepunktes und zuweilen noch etwas höher. Der Wasserdampf herrscht bei diesen Schlammvulkanen so sehr vor, dass die Gasentwickelung nur als Nebensache erscheint.

Die bei den Schlammvulkanen in Betracht kommenden gasförmigen Producte sind: Gase von Kohlenstoff mit Wasserstoff (Kohlenwasserstoffe), Kohlensäure, Kohlenoxydgas, Luft, Schwefelwasserstoff und Wasserstoff.

Die Kohlenwasserstoffgase sind in so reichlicher Menge vorhanden, dass sie die aller andern Gase zusammen übertreffen. Bei den Schlammvulkanen jedoch, welche sich durch eine beständig sehr hohe Temperatur und reichliche Wasserdämpfe auszeichnen, fehlen sie ganz. In den andern machen sie oft 90—95 Procent aller Gase aus und Kohlensäure mit Kohlenoxyd erscheinen nur als Verunreinigungen darin. Auch die Bestandtheile der Luft kommen nur in geringer Menge vor und gewöhnlich nicht mehr in derselben Mischung, wie sie die Atmosphäre zusammensetzen, sondern der Sauerstoff ist in geringerer und der Stickstoff in grösserer Menge darin enthalten.

Der Schwefelwasserstoff kommt neben den Kohlenwasserstoffgasen ebenfalls nur in sehr kleiner Menge vor und bei den meisten derartigen Schlammvulkanen fehlt er ganz. Dagegen ist er in jenen Schlammvulkanen, in denen Kohlenwasserstoffe fehlen, das vorherrschende Gas und durch seinen auffallenden Geruch weithin zu bemerken. Mit ihm kommen dann hier und da kleine Mengen von Wasserstoff vor.

Wasserdampf tritt bei der einen Art von Schlammvulkanen nur vorübergehend bei den Eruptionen, wo die Temperatur erheblich gesteigert wird, auf; bei der andern Art ist er dagegen stets vorhanden und viel massenhafter, wie die Gase, welche neben ihm fast verschwinden.

Da die Kohlenwasserstoffgase brennbar sind, ereignet es sich in einzelnen Fällen, dass sie sich entzünden.

Ein derartiger Fall ist bei dem „Volcan de Zambo“ bei Turbaco vorgekommen. Das aus diesem Schlammkegel ausströmende Gas soll schon mehrfach gebrannt haben, doch ist allein der letzte Brand im Jahre 1848 näher bekannt. Im October, nach langer Dürre, entzündete es sich mit dem Beginn der Regenzeit und brannte elf Tage lang, sodass bei Nacht die Umgegend, bis zu einer Entfernung von 20 Meilen, beleuchtet war. Erhitzte Lehmmassen wurden emporgetrieben, welche leuchtkugelähnlich in das Meer und auf das benachbarte Land niederfielen.

Schlammvulkane in Italien.

Die *Macaluba* auf Sicilien ist der älteste bekannte Schlammvulkan, der schon von Plato erwähnt und von Strabo beschrieben wurde. Seinen gegenwärtigen Namen hat er im Mittelalter von den Arabern erhalten.

Die Macaluba liegt $1^1/_2$ Meilen nördlich von Girgenti in einer weiten, aus Kreidemergel bestehenden, Thalebene. Der Berg besteht aus Thon, hat die Form eines abgestumpften Kegels, ist 150 Fuss hoch und hat auf seinem Gipfel einen Umfang von einer halben Miglie. Auf dieser Gipfelfläche sieht man, in verschiedener Entfernung voneinander, viele kleine Kegel, deren höchster $3^1/_2$ Fuss hoch ist. Alle diese Kegel besitzen einen kleinen Krater. Jeden Augenblick erhebt sich in den Krateren schlammiger Thon, der bis zum Rande des Kraters steigt und zu einer Blase anschwillt. Diese Blase zerplatzt und das entweichende Gas schleudert den Schlamm aus dem Krater heraus.

Zur Regenzeit löst sich der Thon auf, die Kegel sinken ein und es bleibt nur ein grosser, mit flüssigem Thon gefüllter Schlund, in dem ein beständiges Aufwallen stattfindet.

Unter den Gasen macht Kohlenwasserstoff 96—99 Pro-

cent aus und darum ist das Gas leicht entzündlich und brennt mit gelblicher Flamme.

Die Eruptionen der Macaluba treten meist nach trockenen Sommern ein. Bedeutende Eruptionen fanden 1777 und 1779 statt.

In Sicilien gibt es noch mehrere Schlammvulkane. Einer der bedeutendsten ist bei *Terra pilata* in der Nähe von Caltanisetta. Im Jahre 1856 lagen in jenem Thonkegel nur einzelne, mit salzigem Wasser gefüllte Vertiefungen, aus denen zeitweise Gasblasen aufstiegen. Sieben Jahre vorher hatte er eine heftige Eruption. Auf der andern Seite von Caltanisetta, gegen San-Catarina, liegt der kleine, unbedeutende Schlammvulkan *Xirbi.*

Reich an Schlammvulkanen ist die Umgebung von Paterno. Nahe diesem Orte liegt die *Salinella*, welche zwar häufig wasserreiche Schlammeruptionen hat, aber bisjetzt nie so bedeutende, wie die, welche im Januar 1866 erfolgte. — Am Flusse Simeto, ebenfalls nicht weit von Paterno befindet sich der Schlammvulkan *Salina del Fiume*, noch im Bereich der vom Aetna ausgesandten Lavaströme. Derselbe hat, wie seine nahe dem Aetna gelegenen Nachbarn, die Eigenthümlichkeit, dass die Gase, welche ihre Thätigkeit hervorrufen, fast ganz und gar aus Kohlensäure bestehen. Dazu gehört auch der Schlammvulkan im Thale von San-Bigio, der zwar etwas Kohlenwasserstoffgas, aber weit mehr Kohlensäure liefert. — Der Schlammvulkan von *Fondachello* bei Mascali, hatte 1795 eine Eruption. Er stürzte am 9. April 1846 während eines Erdbebens zusammen und es entsprang darauf eine Zeit lang eine an Kohlensäure reiche Mineralquelle an seiner Stelle.

Auf dem Festlande von Italien gibt es ebenfalls mehrere Schlammvulkane. In der Nähe von Imola erheben sich auf einer schlammigen Thonfläche zwei kleine Kegel, aus deren Krater grosse Schlammblasen aufsteigen. Wenn die Blase platzt, spritzt der Schlamm

weit umher und der übrige Schlamm sinkt zurück, bis sich die Blase von neuem bildet.

Drei Schlammvulkane sind in Modena bekannt, der eine bei *Moïna*, der zweite bei *Querzuola* und einer bei *Sassuolo*. Am wichtigsten ist der von Querzuola, welcher etwa 17 selbstständige Eruptionskegel enthält, aus denen Schlamm theils emporspritzt, theils als Strom ausfliesst. Von Zeit zu Zeit kommen Ausbrüche vor, welche im vergangenen Jahrhundert noch viel heftiger, wie gegenwärtig waren. Am 14. Mai 1754 begann eine solche Eruption mit heftigem Krachen. Die Erde wurde unaufhörlich erschüttert und der Schlamm bis zu einer Höhe von 20 Fuss emporgetrieben. Schon nach zwanzig Jahren erfolgte ein neuer, nicht minder grossartiger Ausbruch. — Der Schlammvulkan von Sassuolo war schon von Plinius gekannt. Wenn seine Schilderung richtig ist, so war die Eruptionsthätigkeit damals viel grossartiger. Gegenwärtig springt aus dem Krater fortwährend ein Schlammstrom hervor und an den Seiten des Kegels fliesst derselbe herab. Nicht fern davon quillt eine reichliche Naphtaquelle aus dem Boden. Sobald der Schlammvulkan in Eruption geräth, hört die Naphtaquelle auf.

Zwischen Reggio und Casola und bei Lusignano, in der Nähe von Parma, liegen kleinere Schlammvulkane.

Schlammvulkane in Island.

Das an allen Arten vulkanischer Erscheinungen so reiche Island enthält auch Schlammvulkane. Die grösste Zahl derselben befindet sich im Osten von Reykjahlid.

Auf einer dünnen Lavaebene liegen eine Reihe kraterähnlicher Vertiefungen am Rande des Eruptionsgebiets, welches von dem Leirhnuker beherrscht wird. Tuff und zerbröckelte Lava, in welchen die Vertiefungen eingesenkt sind, werden von den beständig ausströmenden Dampfmassen in Schlamm verwandelt, auf

dessen Oberfläche aus den Gasen eine dünne Schwefelrinde abgelagert wird. Die Kratere sind mit blauschwarzem Schlamme angefüllt, durch den der Dampf mit grosser Gewalt hindurchbricht. An den Seiten sind es kleine Blasen, die zu einer Höhe von mehrern Fuss anschwellen, ehe sie zerplatzen; in der Mitte dagegen wird der Schlamm, wie ein Springbrunnen, unter donnerartigem Getöse, von dem Dampf emporgeschleudert und fällt in langen Strahlen und faustgrossen Tropfen wieder zurück. Die rasch einander folgenden Eruptionen haben übrigens eine sehr verschiedene Stärke.

In der Umgebung von Krisuvik sind auch einige Schlammquellen, aber weniger grossartig, wie die von Reykjahlid. In zwei grossen Kesseln brodelt heisser Schlamm, der zeitweise sechs Fuss hoch emporgeschleudert wird.

Schlammvulkane am Schwarzen Meere.

In der Nähe des Kaukasus finden sich die Schlammvulkane in solcher Zahl und Grossartigkeit, dass keine andere Gegend der Erde damit verglichen werden kann. Grössere Ansammlungen derselben liegen besonders an dem westlichen und nordöstlichen Ende des Gebirges.

Am westlichen Ende des Kaukasus ist es die Halbinsel Taman, welche den Eingang in das Asowsche Meer bildet, die mit zahlreichen und sehr hohen Schlammvulkanen bedeckt ist. Dieselben setzen sich auch über die Strasse von Kertsch hin fort und erstrecken sich noch an der Küste dieses Theiles der Krim weithin.

Ganz Taman stellt ein Netz von Seen dar, die durch hügelige Flächen getrennt werden. Dazwischen liegen Oeffnungen, aus denen die hervorbrechenden Gase einen salzig-thonigen Schlamm emportreiben, wobei sich gewöhnlich ein deutlicher Naphtageruch verbreitet.

Zwei Schlammvulkane zwischen der Stadt Taman und

dem See Sucur zeichnen sich durch ihre lebhafte Thätigkeit aus. Südöstlich davon liegen zwei andere grosse Schlammvulkane, von denen der eine, bei Phanagorie, durch die Eruption von 1835 berühmt ist.

Zwischen Taman und Temruk erkennt man noch an einem Schlammvulkan einen grossen, alten Schlammstrom, der sich bei einer frühern Eruption gebildet hat.

An der Küste, inmitten zahlreicher Erdölquellen, die dort überall, wo man gräbt hervorbrechen, liegen die Schlammvulkane *Pitarofka* und *Obu*, letzterer durch eine der grossartigsten Eruptionen bekannt.

Im Jahre 1799 bildete sich im Asowschen Meere durch eine Schlammeruption eine neue Insel und 1818 und 1833 auf Taman ein neuer Kegel durch ähnliche Ereignisse. Im August 1853 fand auf Taman wieder eine Eruption mit Erdbeben, Rauch und hoher Feuersäule statt und am gleichen Tage begann noch eine Eruption des Schlammvulkans *Blewki.* Sie alle liegen in dem an Naphta reichen Gebiete und die öligen Stoffe kommen theils aus den Krateren, theils brechen sie mit Wasser aus dem Boden hervor.

Schlammvulkane am Kaspischen Meere.

Die durch ihre Naphtaquellen und Schlammvulkane bekannte Stadt Baku liegt auf der Halbinsel Okesra. Ringsumher sind dieselben verbreitet und brennende Gase entströmen zwischen ihnen dem Boden. Ebenso innig ist die Verbindung der Schlammvulkane von Balkanhy mit den dortigen Naphtabrunnen.

Zu den grössten Schlammvulkanen gehört der *Toragai* und der *Kissilketschi* mit sehr grossen Krateren. Der letzte Ausbruch fand an dem erstern im Jahre 1841 statt.

Der Schlammvulkan *Haman* bildet ein kleines Vorgebirge an der Küste des Kaspischen Meeres, 352 Fuss hoch. Aeltere Schlammströme gehen von ihm nach

allen Richtungen, hauptsächlich aber nach Norden und Osten, aus. Der Krater ist sehr gross und an seiner Seite liegen mehrere trichterförmige Oeffnungen, die mit schlammigen, durch heftige Gasentwickelung bewegten Wasser gefüllt sind.

Auch der *Alat* ist 337 Fuss hoch und besitzt einen bedeutenden Umfang. Der grossartigste vielleicht aller Schlammvulkane ist der *Arsena*, dessen Krater nicht viel kleiner, wie der des Vesuv ist. Salzige Quellen brechen aus seinen Wänden hervor und werden durch Entbindung von Kohlenwasserstoffgasen in heftiger Wallung erhalten. Grosse Schlammströme sind zu erkennen, welche von dem 1078 Fuss hohen Gipfel ausgehen.

Wie bei Vulkanen, so bricht auch die Thätigkeit der Schlammvulkane gern in dem Wasser aus. Im Kaspischen Meere gibt es mehrere dadurch erzeugte Inseln.

Die kleine Insel *Szanski Mugan* ist mit kleinen Schlammvulkanen bedeckt, zwischen denen Naphta in zahlreichen Rinnen aus dem Boden quillt. Auch die Insel *Bulla* besteht aus einem Schlammvulkan, der früher, wie die alten Schlammströme bezeugen, eine grossartige Thätigkeit entwickelte. Eine grosse Zahl kleiner seitlicher Eruptionskegel stossen noch fortwährend Gas und öligen Thonschlamm aus.

Die Inseln *Svinoi* und *Loss* sind Reste grosser, durch den See halbzerstörter Schlammvulkane. Auf der erstern sind noch mehrere kleine Kegel in Thätigkeit.

In neuester Zeit ereignete sich eine submarine Eruption eines Schlammvulkans, durch welche eine neue Insel erzeugt wurde. Nach mehrfachen Erdbeben entstand im Mai 1861 durch jene Eruption eine aus thonigsandigen Massen aufgebaute Insel, welche den Namen *Kumani* erhielt, aber nach kurzer Zeit von dem Wasser wieder zerstört wurde.

Schlammvulkane der Küste von Arracan.

Auf der Insel Tscheduba, die in der Nähe der Küste, zwischen Akyab und Cap Negrais gelegen ist, erheben sich mehrere Thonhügel mit kahlem Gipfel. Kleine Kegel bedecken die grossen und stossen Schlamm und warmes Wasser aus. Zeitweise steigert sich die Thätigkeit so sehr, dass Feuerschein sichtbar wird und Steine emporgeschleudert werden.

Schlammvulkane in Birma.

Bei Dembo in Birma gibt es Schlammvulkane, Salz- und Naphtaquellen. In der Nähe eines grossen Naphtasees liegen zwölf Schlammvulkane. Einige ihrer Kratere sind in Ruhe, andere entwickeln Gase und werfen Schlamm aus.

Schlammvulkane auf Java.

Aehnlich wie Island, enthält auch Java Schlammvulkane in Verbindung mit seinen Vulkanen. Ausserdem finden sie sich aber auch in der tertiären Formation und in Verbindung mit Erdölmassen.

Die Schlamm- und Gasquelle *Danu* besteht aus einem kesselartigen Sumpf am Fusse des Vulkans Karang. Die Gase, welche nach Schwefelwasserstoff riechen, treiben warmen Schlamm empor.

An einem Hügel bei Purwodadi liegen in tertiären Gesteinen einige Kessel mit schlammigem Wasser gefüllt, aus dem fortwährend Gasblasen aufsteigen. Wenn man das Wasser ausschöpft, quillt braunes Erdöl hervor.

Die bedeutendsten Schlammvulkane finden sich bei Kuwu. Eine grosse Fläche ist daselbst mit theils trockenem, theils flüssigem Schlamme bedeckt. An den

weichen Stellen schwellen 15 Fuss hohe Blasen an, die mit dumpfem Knall platzen und den Schlamm umherspritzen. Der Schlamm enthält einen grossen Salzgehalt.

Aus dem sumpfigen Alluvialboden von Surrabaja sind zwei Schlammvulkane bei den Dörfern Pulungan und Kalan anjar hervorgebrochen. Der letztere ist der thätigere und der Schlamm fliesst fast ununterbrochen in kleinen Strömen über seinen Abhang, wodurch sich der Kegel immer mehr vergrössert.

Schlammvulkane auf Celebes.

Diese Schlammvulkane liegen im Norden der Insel bei Langowan. Ein kleiner See von flüssigem Schlamm, blau, roth, weiss gefleckt, kocht an vielen Stellen und wirft Blasen. Rundherum auf dem gehärteten Thon sind kleine Quellen und Kratere voll von kochendem Schlamm. Diese scheinen sich fortwährend neu zu bilden, indem zuerst ein kleines Loch zum Vorschein kommt, aus dem dann Strahlen von Schaum und kochendem Schlamm aufsteigen, der im Erhärten kleine Kegel mit Krateren bildet. Der Boden ist eine Strecke weit sehr unsicher und in geringer Tiefe flüssig und heiss.

Schlammvulkan auf Luzon.

Südlich von der Laguna de Bay liegen einige erloschene Vulkane und der in Solfatarenthätigkeit befindliche Maquilin. An seinem Fusse entspringen heisse Schwefelquellen und mit diesen steht der Schlammvulkan *Natanos* in Verbindung, dessen Thätigkeit durch Wasserdampf und Schwefelwasserstoff unterhalten wird.

Schlammvulkane auf den Kleinen Sunda-Inseln.

Auf der Insel Semao, im Westen von Timor, befinden sich mehrere Schlammquellen. Nahe dabei, auf Pulu-Kambing, sind 13 kleine Schlammvulkane in Thätigkeit und im Districte Lando der Insel Pulu-Roti sind 2 Schlammvulkane bekannt.

Schlammvulkane von Neuseeland.

In dem durch seine grosse Masse von heissen Quellen ausgezeichneten Otumaheketthale werden die Schlammvulkane durch die ausströmenden Wasserdämpfe erzeugt. Auf einer grossen Strecke ist der Boden erwärmt und zu einer thonigen Masse erweicht, auf der kleine Kegel liegen. Die Dampf- und Schlammlöcher wechseln häufig ihre Stelle und erzeugen immer neue Schlammkegel.

Schlammvulkane in Amerika.

Am südlichen Ende der grossen nordamerikanischen Vulkanreihe steigt der mächtige Vulkan Lassen's Butte auf. In seiner Umgebung sind zahlreiche Solfataren, Dampfquellen und kochende Schlammpfuhle, aus denen Wasserdampf und Schwefelwasserstoffgas sich entwickelt.

In der Nähe des, erst 1870 wieder in Thätigkeit getretenen Vulkans Ceboruco liegen die heissen Quellen und Schlammvulkane von Magdalena.

Bei Turbaco, südlich von Carthagena, finden sich reichliche Gasausströmungen, welche aus dem weichen Thonboden Schlammvulkane bilden, die in andauernder Thätigkeit begriffen sind.

In Centralamerika gibt es Schlammvulkane am Fusse des Vulkans Chinameco, auf der Nordostseite des San-

Vincente, an dem Vulkane Miravalles und bei Leon in Nicaragua. Jenseits des Isalco liegen die *Ausoles* oder *Schlammvulkane von Ahuachapam.* Auf einem aus Thon bestehenden Plateau sieht man den grossen, fast kreisrunden, kochenden Schlammsee in heftiger wallender Bewegung; viel Wasserdampf, schwefelige Säure und Schwefelwasserstoff steigen aus ihm auf. Aehnliche Becken gibt es daselbst noch mehrere und zwischen ihnen zeichnen sich besonders zwei Schlammvulkane durch ihre Thätigkeit aus. Ihr Krater ist mit Schlamm erfüllt, aus welchem nach kurzen Pausen ein Ausbruch unter lauten Detonationen erfolgt. Die Gase riechen nach Schwefelwasserstoff und schwefeliger Säure.

Schlammvulkane auf Trinidad.

In einer Ebene an der südwestlichen Spitze liegen die Schlammvulkane dieser Insel. Die meisten derselben besitzen nur eine Höhe von wenigen Fuss. Der Schlamm steigt nur selten über den Krater, häufig entstehen aber neue Kegel. An der Landspitze La Praye stehen Klippen von Erdpech sichtbar an und nahe dabei liegt ein Asphaltsee. Der Rand desselben ist hart, in der Mitte ist er weich und warm und kocht wallend auf. Seit langer Zeit ist übrigens kein wirklicher Ausbruch vorgekommen.

Die Entstehung der Schlammvulkane.

Die Aehnlichkeit, welche die Erscheinungen an den Vulkanen und Schlammvulkanen unverkennbar besitzen, hat früher dazu verleitet, dieselben als eine Art unausgebildeter Vulkane den wirklichen Vulkanen an die Seite zu stellen. Die geheimnissvollen Kräfte des Erdinnern sollten bei beiden ihre Rolle spielen. Allein die Vulkane und die meisten Schlammvulkane sind nur

durch die Aehnlichkeit ihrer Erscheinungen verbunden und bestätigen die Erfahrung, dass ähnlichen Erscheinungen doch verschiedene Ursachen zu Grunde liegen können.

Die Veranlassung zu allen Schlammvulkanen gibt das Ausströmen von Gas- oder Dampfmassen, welche durch zähen Schlamm, Thonschlamm, gehindert sind. Dem Ursprung und der Natur der gas- und dampfförmigen Producte entsprechend müssen die Schlammvulkane jedoch in zwei Gruppen getrennt werden.

Die Eigenthümlichkeiten der ersten Gruppe bestehen in einer beständig sehr hohen Temperatur, grosser Menge von Wasserdampf und in dem Fehlen der Kohlenwasserstoffgase. In kleiner Menge können auch diese Gase vorkommen, allein dieselben sind dann mehr zufällige Bestandtheile und üben weder durch ihre Masse, noch durch ihre Spannung Einfluss auf die Thätigkeit dieser Schlammvulkane aus. Ueberhaupt ist die Menge aller Gase, unter denen Schwefelwasserstoff vorherrscht, gegenüber dem Wasserdampf untergeordnet.

Diese Art von Schlammvulkanen existirt nur in vulkanischen Gegenden und gewöhnlich liegen sie dicht am Fusse oder in nächster Nähe eines thätigen Vulkans oder einer Solfatara. Unter den beschriebenen Schlammvulkanen gehören unter andern dazu die Schlammvulkane von Reykjahlid und Krisuvik auf Island, in Centralamerika die Schlammvulkane an den Vulkanen San-Vincente, Isalco und Miravalles, dann die Schlammvulkane auf Celebes, Luzon und Neuseeland u. s. w.

Diese ganze Gruppe von Schlammvulkanen steht nicht nur räumlich, sondern auch ihrem Wesen nach mit den Vulkanen im engsten Zusammenhang. Sie sind nichts anderes, als gewöhnliche vulkanische Fumarolen, welche zufällig in einer an Thon, oder an vulkanischer Asche reichen Umgebung durchbrechen. Die Wasserdämpfe weichen diese Massen zu einem zähen Schlamme auf

und schaffen sich dadurch selbst das Hinderniss, mit dem sie dann als Schlammvulkane beständig zu kämpfen haben.

Die zweite Gruppe der Schlammvulkane zeichnet sich durch grosse Massen von Kohlenwasserstoffgasen und niedrige Temperatur aus. Gegen die Menge der Kohlenwasserstoffe verschwinden fast alle andern Gase, besonders fehlt das Schwefelwasserstoffgas ganz oder ist doch nur zufällig in kleiner Quantität vorhanden. Nur ausnahmsweise steigert sich die Temperatur für kurze Zeit während der grossen Eruptionen und nur in diesem Falle treten auch merkbare Quantitäten von Wasserdampf auf.

Aus dieser zweiten Gruppe bestehen die Schlammvulkane im engern Sinn, für welche zuerst dieser Name geschaffen wurde. Sie stehen mit den Vulkanen in gar keinem Zusammenhang.

Ueberall, wo organische Massen in der Erde eingeschlossen sind, befinden sich dieselben in einer beständigen, aber langsamen, durch den Abschluss der Luft unvollständigen Verwesung und Zersetzung. Das Hauptproduct dieser chemischen Processe sind Kohlenwasserstoffe, neben denen noch etwas Kohlensäure und Kohlenoxydgas entsteht.

Diese Gase steigen aus feinen Rissen im Boden an zahllosen Stellen der Erde, unbeachtet wegen ihrer geringen Menge, in die Atmosphäre auf, denn organische Massen sind fast allerwärts in den Gesteinsschichten der Erde verbreitet. Wo dieselben reichlich angesammelt sind, da entströmen jene Gase auch in grosser Menge dem Boden und bilden wahre Gasquellen. Die Gasansammlungen in den Steinkohlenbergwerken (sogenannte „Schlagende Wetter“) und die Gasausströmungen an den Quellen des Petroleums haben einen derartigen Ursprung.

Liegen solche Gasquellen in einer Gegend, welche Thonschichten enthält, so können dadurch Schlammvulkane entstehen. Solange der Thon trocken und hart

ist, suchen sich die Gase feine Spalten auf, durch welche sie entweichen können; sobald aber das Wasser einer Quelle dieselbe Oeffnung benutzt, welche die Gase gewählt haben, so wird der Thon erweicht und in Schlamm verwandelt, wodurch das Entweichen der Gase gehindert wird, und die Schlammvulkane entstehen. Je nach der Stärke des Gasstromes und der Grösse des Hindernisses sind auch die Eruptionserscheinungen mehr oder weniger heftig.

Bei der Eruption des Schlammvulkans Salinella in Sicilien von 1866 konnte man daher auch künstlich die Entstehung neuer Eruptionsschlünde veranlassen. Grub man nämlich am Rande der Schlammflut bis zu einer geringen Tiefe, so brach sofort mit Ungestüm ein Schlammstrom hervor und um die Oeffnung hatte sich schon nach zwei Tagen ein kleiner Hügel gethürmt, dessen Thätigkeit die der benachbarten Kegel beendigte.

Diese Gruppe von Schlammvulkanen ist darum stets, wie in der Beschreibung schon hervorgehoben wurde, mit dem Vorkommen von Erdöl, Naphta und ähnlichen Stoffen verbunden, ja durch dieselben bedingt, denn deren Zersetzung liefert die Gase, welche für diese Schlammvulkane nothwendig sind. Jede Verwesung ist eine langsame Verbrennung und somit kann sich die Temperatur der Gase unter günstigen Umständen merkbar steigern. Die Erhitzung bei den Eruptionen der Schlammvulkane ist also nur von den chemischen Processen herzuleiten, die in den organischen Stoffen sich vollziehen und an jenen Orten, wo die Schlammvulkane, wie am Kaspischen Meere, in Reihen angeordnet sind, hat diese Anordnung wahrscheinlich ihren Grund darin, dass die Existenz der Schlammvulkane von der Längenausdehnung der bituminösen und öligen Schichten abhängt.

Die Hauptbedingungen für die Bildung solcher Schlammvulkane sind das Vorhandensein sich zersetzender organischer Ablagerungen und das von Thonschichten. Die letztern finden sich aber nur in den jüngern

Gebirgen und darum liefern z. B. die grossen Petroleummassen in Nordamerika, trotz ihrer ungeheuern Gasentwickelung, keine Schlammvulkane, weil sie in den festen Gesteinsmassen der ältesten Sedimentformationen eingeschlossen sind. Diese Schlammvulkane sind hauptsächlich auf jene Gegenden beschränkt, wo reichliche Erdölmassen in tertiären und noch jüngern Ablagerungen, in geringer Tiefe unter der Erdoberfläche angesammelt sind.

Die zwei Gruppen der Schlammvulkane sind demnach wesentlich verschieden und wir finden also hier wieder unter einem Namen ähnliche Naturerscheinungen von sehr verschiedenem Ursprung vereinigt.

IV.

Die Geysir.

In den verschiedensten Gegenden der Erde sehen wir Quellen dem Boden entspringen, welche sich durch eine hohe Temperatur auszeichnen. Wenn die Temperatur ihres Wassers höher ist, wie die mittlere Jahrestemperatur, die an der Quellenmündung herrscht, dann nennen wir sie *warme Quellen* oder *Thermen*. In allen Zonen der Erde, bis in die Polarregion hinein, gibt es Quellen, deren Temperatur sogar die höchste mittlere Jahrestemperatur, die auf der Erde vorkommt, übertrifft; das sind die *absoluten Thermen*, oder die Thermen im engern Sinne.

Die Tiefen des Erdinnern bergen einen unerschöpflichen Wärmeschatz, von welchem all dem Wasser mitgetheilt wird, welches dort circulirt, sodass es als warme Quelle an günstigen Stellen hervorbrechen kann.

Aus den Spalten der verschiedensten Gesteine, Granit, Glimmerschiefer, Sandstein, Kalkstein, Conglomerate u. s. w. entspringen die warmen Quellen; dieselben scheinen ziemlich unabhängig von der geognostischen Beschaffenheit des Bodens und ihre Temperatur steigt von + 30° C., womit die absoluten Thermen beginnen, bis nahe zum Kochpunkte. Den Siedepunkt des Wassers erreicht jedoch keine der Quellen dieser Gesteine,

obgleich einzelne ihm nahekommen. Man kennt einzelne von ihnen, welche + 90° und sogar + 95° C. besitzen, allein dieselben sind sehr selten und die Mehrzahl der heissesten Thermen bleibt weit unter dieser Temperatur.

Nirgends kommen heisse Quellen so massenhaft und so regelmässig vor, wie in den vulkanischen Gebieten. Dort nährt sie der vulkanische Boden und sie geben sich, im Gegensatz zu den andern, als vulkanische heisse Quellen zu erkennen. An den erloschenen Vulkanen finden sich schon viele; es gibt aber kaum einen thätigen Vulkan, in dessen Umgebung sie nicht sehr zahlreich wären. Manchmal ist der vulkanische Boden, einem Siebe ähnlich, durchlöchert und aus allen Oeffnungen strömt das heisse Wasser.

Viele dieser heissen vulkanischen Quellen besitzen häufig wechselnde Temperaturen. Die „Pisciarella" genannten Quellen, am Fusse der Solfatara von Puzzuoli, zeigen eine beständig wechselnde Wärme. Die Quellen von du Gallion hatten vor dreissig Jahren eine Temperatur von + 37,8° C. und im Jahre 1860 waren sie auf + 60° C. gestiegen; im Jahre 1797 hatten sie aber schon eine Temperatur von + 80° C. besessen. Die heissen Quellen auf der Insel Tanna, einer der Hebriden, haben jeden Tag eine andere Temperatur.

In diesem Wechsel der Temperatur tritt sehr deutlich die Abhängigkeit der Wasserwärme dieser Quellen von der zu- und abnehmenden Energie des vulkanischen Processes hervor. Andere heisse Quellen lassen aber während einer längern Beobachtung keine merkliche Veränderung ihrer Temperatur wahrnehmen. Der angesammelte Wärmeschatz kann eben in der Tiefe, auch bei der Ruhe des Vulkans, lange Zeit ausreichen; haben doch kleine Lavaströme des Vesuv an der Erdoberfläche schon mehrere Monate, der von 1822 sogar sechs Jahre gebraucht, bis sie erkaltet waren.

Die vulkanischen Gegenden sind aber auch die einzigen Punkte der Erde, wo die Temperatur der Quellen

+ 100° C. erreicht und man sieht darum oft an thätigen Vulkanen das Wasser siedend heiss hervorbrechen. Höher steigt die Temperatur nicht. Wenn das in den Vulkanen eingeschlossene Wasser noch höher erhitzt war, so wird diese Wärme, wie dasselbe an die Oberfläche kommt, dazu verbraucht, um einen Theil des Wassers in Dampf zu verwandeln und die Temperatur fällt auf 100° C. Desshalb sind viele der kochendheissen vulkanischen Quellen von ungeheuern dichten weissen Dampfwolken umhüllt.

Reicht die Temperatur hin, so wird alles Wasser in Dampf verwandelt, der, je nach seiner Temperatur und Spannung, mit grosser Gewalt aus der Quellmündung ausströmt. Die Dampfquellen bohren sich daher gewöhnlich eine kleine trichterförmige Vertiefung, einem kleinen Krater vergleichbar, in den Boden, die ihnen unter lebhaftem Zischen und Brausen zum Ausweg dient. Ihr Wasser ist entweder ganz rein oder mit den Fumarolengasen gemengt.

Solche Dampfquellen kommen an sehr vielen Vulkanen vor, besonders aber an den Vulkanen von Island, Java und Neuseeland. In Island liegen viele von ihnen in dem Geysirgebiete und darunter zeichnet sich eine, der „Brüllende Geysir“, durch besondere Stärke aus. Er war früher wirklich ein Geysir, ist aber jetzt zu einer Dampfquelle geworden.

Eine der bedeutendsten Dampfquellen ist die Karapiti im Otumahekethal in Neuseeland (Fig. 32). Auf einer grossen Strecke ist dort der Thalboden erwärmt und aus zahllosen Rissen und Spalten steigen grosse Dampfstrahlen auf. Darunter ist die Karapiti so mächtig, dass sie sich in das Bimssteingerölle einen grossen Trichter gewühlt hat, aus dem sie mit Heftigkeit in Form einer hohen Säule hervorbricht. Mehr als 12 engl. Meilen ist sie zu sehen. — Nicht weit davon, in dem Waikatothale, ist eine so erstaunliche Menge von Dampfquellen, dass der Boden vollständig mit heissem Wasser und Dampf getränkt scheint.

grössere

Wasser,

[illegible]

Quellen

stärk-

die be-

so viele

Salze gelöst, dass sie das Wasser beim Erkalten nicht vollständig in Auflösung erhalten kann und einen Theil davon abscheiden muss. Es bilden sich um die Quellen Niederschläge, Sinter oder Quellabsätze.

Die vulkanischen heissen Quellen mit ihrer sehr hohen Temperatur sind besonders zur Lösung der Salze geeignet, wenn sie nur lange genug in der Erde verweilen, um die genügende Zeit zu haben. Darum gibt es unter den vulkanischen heissen Quellen auch vollkommen reine; die Mehrzahl von ihnen gehört jedoch zu den stärksten Mineralquellen.

Die intermittirenden Springquellen, oder Geysir, wie sie nach der bekanntesten unter ihnen, dem Geysir von Island, genannt werden, unterscheiden sich von den kochendheissen vulkanischen Quellen dadurch, dass sie von Zeit zu Zeit in eine Art von Eruption gerathen.

Allen Geysirn gemeinsam ist ein, auf einem flachen Kegel liegendes, schüssel- oder kraterartiges Becken, das sich in die Tiefe röhrenförmig verlängert und in dem sich das heisse Wasser zeitweise ansammelt. Die Temperatur des Wassers ist aber eine schwankende und beträgt anfangs etwas weniger, wie + 100°, steigt dann, bis das Wasser an seiner Oberfläche 100° erreicht hat, worauf bald der Ausbruch eintritt. Der Kegel, welcher den Krater und das Wasserbecken trägt, besteht an allen bekannten grössern Geysirn aus Kieseltuff und das Wasser der Geysir enthält so reichliche Mengen von Kieselsäure gelöst, dass dieselbe, sobald sich das Wasser aus dem Krater ergiesst, zum grössten Theil ausgeschieden wird und sich auf dem umgebenden Kegel ablagert, welcher dadurch immer umfangreicher und höher wird.

Die Eruptionen der Geysir bestehen darin, dass das den Krater erfüllende Wasser nach Pausen, die bei verschiedenen Springquellen wenige Stunden oder mehrere Tage dauern, von dichten Dampfmassen als mächtiger, kochender Sprudel emporgetrieben wird. Bei ihrem

in starkes
n, schlägt
e erheben
en Augen-
blendend-
hat kaum
seine ein-
begriffen,
steigender
kleinere
en; einige
d, andere
n Zischen;
ander und
noch ein
dem ein
er Strahl,
und die
ur wenige
eine phan-
s Morgens.
rzogen und
egels abge-
ser gefüllte
ers, der in
und still,

uellen der
Quellen, in
che Quellen,
z die Sied-
zu einigen
enden.

Die Gruppe von Krisuvik ist äusserst lebhaft. Der ganze Bergabhang besteht dort aus einem schlüpfrigen heissen Thon, von Schwefelmassen durchzogen. Ueberall suchen sich mit pfeifendem Geräusch Dampfstrahlen einen Ausweg und unzählige siedende Quellen und Gasexhalationen brechen aus dem Boden hervor. In der Mitte des Abhanges ist eine grössere Quelle. Durch eine Spalte dringt ununterbrochen, mit brausendem Geräusch, in schiefer Richtung ein Strahl siedenden Wassers hervor, in dichten Dampf gehüllt. Rund umher sind zahllose kleine siedende Springbrunnen.

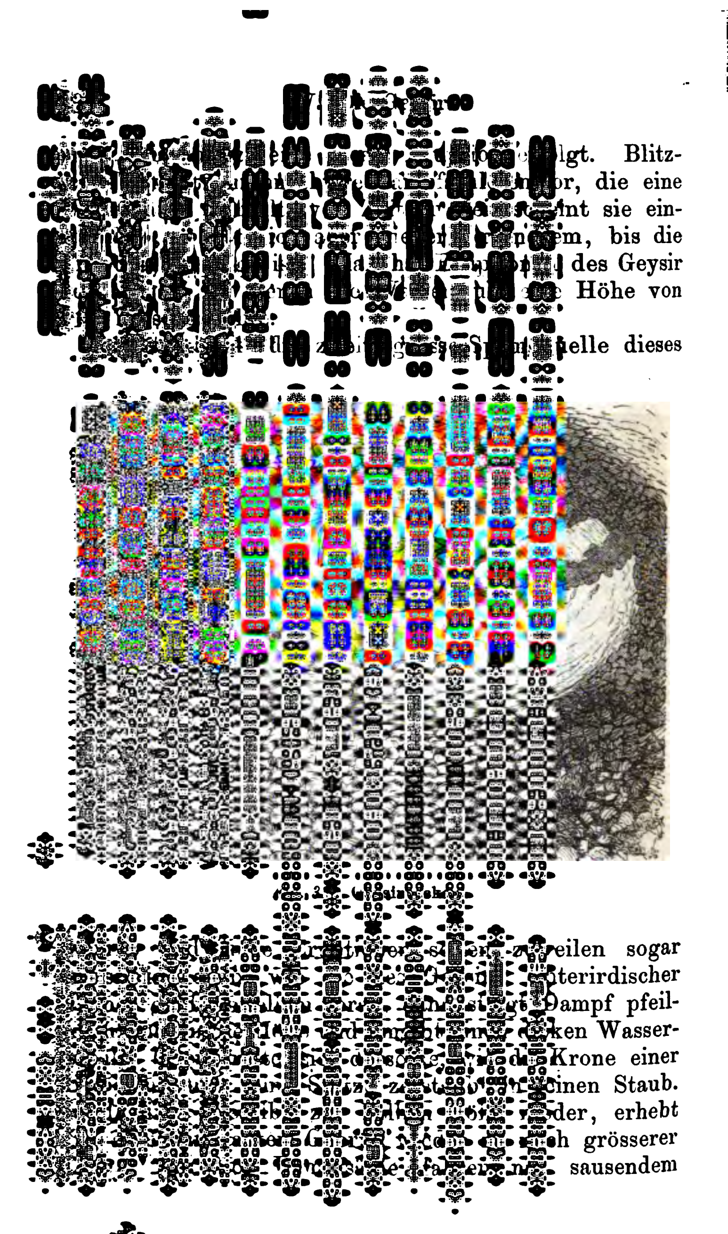
Die heissen Quellen von Reykholt enthalten sechzehn Sprudel, die alle kochen und von denen einige das Wasser sehr hoch werfen. Der alternirende Geysir besteht aus zwei Springquellen, die beständig miteinander abwechseln, sodass die eine verschwindet, sobald die andere beginnt.

Der eigentliche Geysir gehört zu einer Thermengruppe am Rande der grossen Gletscherwüste, südwestlich vom Hekla und im Nordwesten von dem Blafell, einem erloschenen Vulkane, begrenzt.

Ein hellgrauer Kegel von Kieseltuff, etwa 30 Fuss hoch und 200 Fuss im Durchmesser, bildet den Geysir. Auf seinem Gipfel liegt ein kreisrundes, kesselartiges Bassin von 7 Fuss Tiefe und einem Durchmesser von 50 Fuss. Von dem tiefsten Punkte setzt sich noch ein 75 Fuss tiefer Trichter nach unten hin fort. Das Becken ist gewöhnlich mit hellem, blaugrünem Wasser gefüllt, welches so klar ist, dass man den eben beschriebenen Bau der Springquelle gut erkennen kann. Das Wasser nimmt an Wärme fortwährend zu, bis nach etwa 24 oder 30 Stunden eine Eruption eintritt, der mehrere kleinere Eruptionen vorausgehen. Die letztern beginnen mit einem unterirdischen Geräusch, worauf das Wasser anschwillt und bis zum Rande des Beckens aufkocht und dann durch eine mächtige Dampfentwickelung in die Luft geschleudert wird. In immer kürzern Zwischenräumen wiederholt sich diese Erschei-

lgt. Blitz-
r, die eine
int sie ein-
m, bis die
des Geysir
Höhe von

elle dieses



eilen sogar
terirdischer
Dampf pfeil-
ken Wasser-
Krone einer
inen Staub.
der, erhebt
h grösserer
sausendem

ge-
taub-
nung

Erd-
einem
der
und

Strokr liegt und aus einem mächtigen, alle fünf Minuten hervorbrechenden Dampfstrahle besteht.

In der Nähe befindet sich der kleine Strokr, der alle halbe Stunde Dampf entwickelt und Wasser 6—10 Fuss hoch emporschleudert. Bedeutender ist der Liligeysir bei Reikir. Er hat regelmässig nach $3^3/_4$ Stunden Eruptionen. Ihre Annäherung gibt sich durch reichlichern Dampf zu erkennen; dann dringt kochender Wasserschaum hervor, der periodisch steigend und fallend, sich immer höher erhebt, bis er nach etwa zehn Minuten in verticalen und seitlich aufsteigenden Garben 30—40 Fuss erreicht und dann ebenso lange wieder abnimmt.

Zwischen den Geysirn liegen noch 40—50 kleine Quellen und Sprudel und eine grosse Anzahl von Teichen, die mit fast kochendem, krystallklarem Wasser gefüllt sind. Die einzelnen Bassins sind durch schmale Scheidewände aus Kieseltuff getrennt und weisse Zacken und Spitzen aus dem gleichen Material bedecken sie in phantastischen Formen.

Die Geysir am Yellowstone.

Im Quellgebiete des Missouri, am obern Yellowstone, wurde erst neuerdings, durch die sich ausbreitenden Ansiedelungen, ein Landstrich bekannt, 6000 Fuss hoch gelegen und von 10—12,000 Fuss hohen Bergen umschlossen, voll heisser Springquellen, die an zahlreichen Stellen dem Boden entströmen. In der Nähe des von Norden kommenden Gardiner River besitzen die Quellen die höchste Temperatur. Am Fire Hole River, Wyoming Territory, bilden sie grossartige Geysir. Einen derselben, dessen Wasserstrahl 6 Fuss Durchmesser besass, sah Washburn 150 Fuss hoch springen.

Die Geysir in Californien.

Drei gute Tagereisen nördlich von San-Francisco liegen die heissen Quellen und Geysir von Californien. Dieselben sind sehr zahlreich. Die Hauptquellen befinden sich in dem kleinen, schluchtenartigen Plutothale. Die Luft ist darin heiss und riecht nach Schwefel. Der Boden scheint hohl und mit heissem Wasser angefüllt. Unzählige Löcher und Spalten dienen dem Wasser zum Ausweg und aus ihnen kocht es über und dampft beständig. Aus einer grössern Oeffnung wird siedendes Wasser mehrere Fuss hoch in die Luft geschleudert. Weiter aufwärts lässt sich ein puffendes Geräusch vernehmen, wie von einem Dampfboote. Es rührt von Dampfsäulen her, die mit grosser Gewalt aus kleinen Oeffnungen hervorgepresst werden, hoch aufsteigen und ihr kochendes Wasser weit umherspritzen. Die ganze Schlucht ist mit dünnen Dampfsäulen und brodelnden Becken angefüllt.

Zwei andere Schluchten bieten einen ähnlichen Anblick. Ringsum die siedenden Kessel haben sich zierliche Krystalle von Schwefel, Soda und andern Mineralien, die im Wasser gelöst waren, angesetzt. Das meiste Wasser ist schwarz und dick, anderes hell und klar.

Geysir in Neuseeland.

Nirgends, selbst Island nicht ausgenommen, sind heisse Quellen und Geysir in solcher Fülle und Grossartigkeit vorhanden, wie in Neuseeland.

Der schöne *Tauposee* liegt in einem dieser Gebiete. Besonders das Südufer ist malerisch. Es wird von einer Reihe vulkanischer Kegel begrenzt, hinter denen die hohen Vulkane Tongariro und Ruapahu aufsteigen. An dem Abhange eines jener vulkanischen Kegel, des Kakaramea, strömt aus allen Rissen und Klüften zischen-

der Wasserdampf und heisses Wasser, welches Kieseltuff abscheidet, hervor. Das Hauptquellgebiet liegt jedoch bei dem Dorfe Tokanu. Weithin auf dem See sieht man die Dampfsäule des grossen Sprudels *Pironi*. Aus einem tiefen Loche steigt eine siedende Wassersäule, von gewaltigen Dampfmassen umgeben, 10 Fuss hoch, auf. Nahe dabei ist ein grosser Kessel aus Kieseltuff mit beständig kochendem Wasser angefüllt. Mehrere andere, ähnliche Kessel füllen sich periodisch. Einer derselben soll noch im Jahre 1848 ein mächtiger Geysir gewesen sein.

Wie das Südende, so ist auch das Nordende des Tauposees mit heissen Quellen umgeben. Wol eine Meile lang dampft das Ufer des Sees von unzähligen heissen Quellen, deren Kieseltuff den Sand des Ufers zu grossen Blöcken zusammenkittet.

Hier fliesst der Waikatofluss aus dem See und an seinen beiden Ufern erstreckt sich das wunderbare Quellgebiet von *Orakeikorako* (Titelbild) etwa eine Meile lang. Einige siebzig Dampf- und Springquellen sind hier vereinigt. Bei einer derselben wallt plötzlich das Wasser in dem Becken auf, und eine Wassersäule steigt in schräger Richtung 20 Fuss hoch. Rasch nimmt dieselbe an Höhe ab und es bleibt ein leeres Becken zurück, aus welchem zischender Wasserdampf hervorströmt. Nur wenige Schritte davon entfernt ist ein zweiter Geysir. Eine andere Quelle springt beständig 3 Fuss hoch, soll aber nach dem Erdbeben von Wellington, 1848, zwei Jahre lang ein Geysir gewesen sein. Zu beiden Seiten dieses Sprudelgebiets liegt eine Menge kochender Schlammpfützen und heisser Schlammvulkane.

Noch merkwürdiger ist die Umgebung des kleinen Sees *Rotamahama*. Ungeheuere Mengen von heissem Wasser entspringen an seinen Ufern und auf seinem Grunde, sodass der ganze See eine hohe Temperatur hat.

Ueberall dampft und zischt es hier, allein am grossartigsten ist der *Te-ta-rata*-Sprudel. Auf einem hohen Kieseltuffhügel liegt ein gewaltiges Bassin, dessen Rand

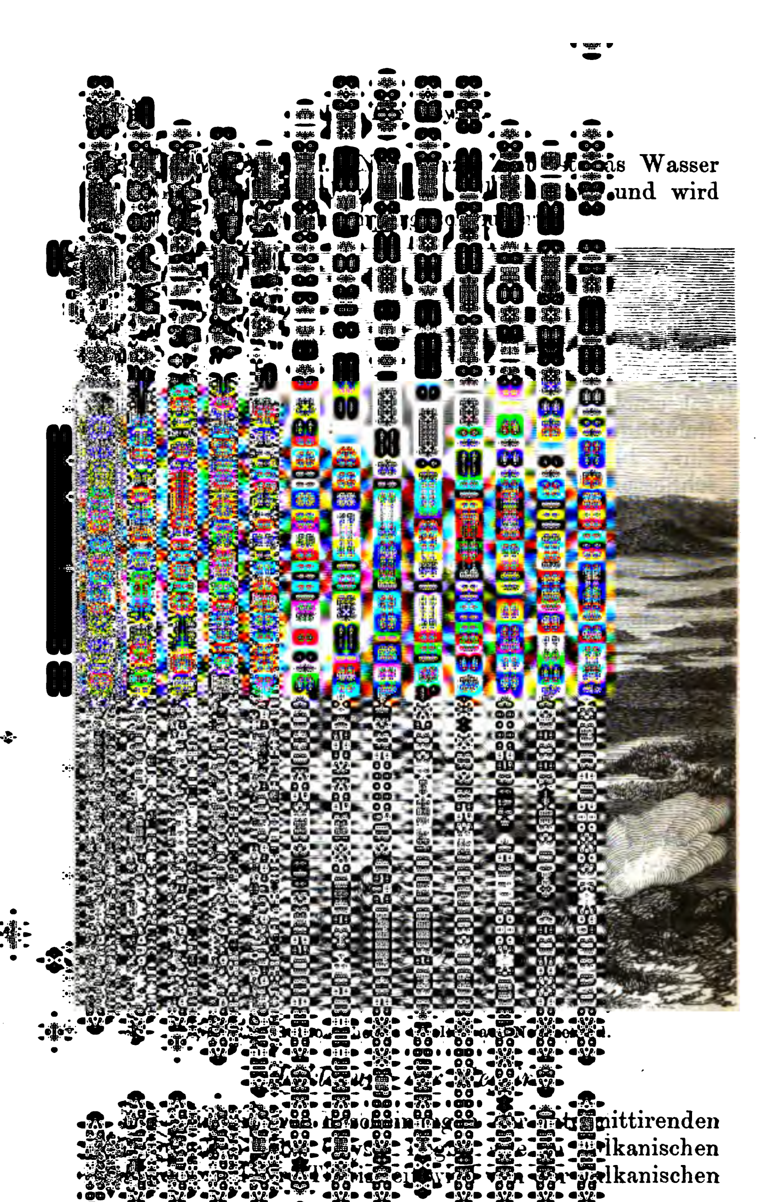
gegen die Seeseite hin etwas durchbrochen ist. Dasselbe ist mit heissem Wasser gefüllt, welches in dem schneeweiss übersinterten Becken wunderschön blau aussieht. In der Mitte wallt das Wasser beständig mehrere Fuss hoch empor und ungeheuere Dampfwolken, welche das Blau reflectiren, wirbeln auf. Am Abhange haben sich Terrassen, wie aus weissem Marmor, gebildet, einem über Stufen stürzenden und plötzlich erstarrten Wasserfalle ähnlich. Jede dieser Terrassen hat einen erhabenen Rand, von welchem zarte Tropfsteinbildungen aus weissem Kieseltuff herabhängen und eine, bald schmälere, bald breitere Plattform einschliessen, in welcher sich Wasserbecken vom schönsten Blau befinden. Unvermuthet wird bisweilen durch eine Eruption die ganze Wassermasse des grossen Bassins auf dem Gipfel ausgeworfen, sodass dasselbe leer erscheint; nach kurzer Zeit hat es sich wieder gefüllt.

Nicht weit davon, nahe dem Ufer, liegt der grosse Sprudel *Ngahapu*. Das Wasser ist fast immer in heftiger Aufregung, und wird zeitweise 10 Fuss hoch emporgeschleudert. Auf die drei- und vierfache Höhe steigt aber der Strahl der Quelle *Te-Takupo*. Eine andere Springquelle, *Koingo*, hat täglich drei bis vier Eruptionen und wechselt mit dem benachbarten Sprudel *Watapoho* ab.

Am westlichen Ufer des Rotomahama trifft man einen andern grossen Terrassensprudel, den *Otukapurangi*, ein Seitenstück zum Te-ta-rata. Die Sinterstufen reichen bis zum See herab; das Wasser in dem grossen Becken ist gegenwärtig ruhig und in dichten Dampf gehüllt.

Das Geysirgebiet von Whakarewarewa liegt drei Meilen südöstlich von Ohinemutu. Sieben Quellen haben daselbst periodische Wassereruptionen; bisweilen befinden sie sich alle zu gleicher Zeit in Eruption. Ausserdem zählt man in diesem Gebiete die heissen Quellen und kochenden Schlammpfuhle nach Hunderten.

An der Bucht Ruapeka des Rotuoasees sprudelt und dampft es in ähnlicher Weise (Fig. 35). Die Hauptquelle ist



Hitze unterhalten. Sie gehören also im vollsten Sinne zu den vulkanischen Erscheinungen.

Die Erklärung derselben ist etwas complicirt, wenn auch durchaus kein Zweifel mehr über ihre Ursache besteht.

Diejenigen Eigenschaften der Geysir, welche zu ihrer Erklärung nothwendig sind, finden sich in Folgendem zusammengestellt: Auf einem flachen Kegel aus Kieseltuff liegt ein kraterähnliches Becken, mit einer in die Tiefe hinabreichenden trichterförmigen Röhre. Darin sammelt sich das heisse Wasser an. Unmittelbar nach der Eruption ist der Kessel leer und füllt sich nur allmählich, bis das Wasser ruhig über den Kegelabhang überfliesst.

Die intermittirenden Springquellen entstehen nun dadurch, dass das Wasser am Boden der Röhre beständig von der vulkanischen Glut erhitzt wird. Infolge davon bildet sich darin, wie in jeder Flüssigkeit, wenn man den Boden des Gefässes erhitzt, eine strömende Bewegung. Das an dem Boden erhitzte und dadurch leichter gewordene Wasser steigt in der Mitte zur Oberfläche auf und breitet sich daselbst aus. An der breiten Wasserfläche findet eine lebhafte Verdampfung statt. Das Wasser kühlt sich daselbst ab, wird dadurch dichter und schwerer und sinkt infolge dessen am Rande in die Tiefe hinab, wo es neuerdings noch mehr erhitzt wird. Darum muss in den Geysirbecken, wie in jedem ähnlichen Gefässe, eine beständige Circulation herrschen; aus der Röhre steigt in der Mitte eine heisse Wassersäule auf, die sich an der Oberfläche etwas abkühlt und dann am Rande wieder hinabsinkt.

In dem Geysirbecken auf Island kann man diese Strömung leicht sichtbar machen, wenn man z. B. Papierblättchen in die Mitte wirft, wo der heisse Strom aufsteigt. Dieselben werden dann sofort gegen den Rand getrieben und mit hinab auf den Boden gezogen, von wo einzelne von ihnen wieder mit dem heissen Strome in der Mitte aufsteigen.

Wenn die Erkaltung an der Oberfläche nicht ganz

so stark ist, wie die Erhitzung am Boden, so kann das Wasser immer heisser werden und in dem Geysirbecken, wo anfangs eine Temperatur unter + 100° C. herrschte, kann dieselbe nach und nach auf + 100° C. steigen.

An der Oberfläche des Beckens wird das Wasser nie heisser, als + 100° C., wie man von jedem Gefäss mit kochendem Wasser weiss, weil alle weiter zugeführte Hitze nur zur Verdampfung des Wassers dient, bis alles eingetrocknet ist.

In einem verschlossenen Gefässe, in dem sich kein Dampf entwickeln kann, lässt sich jedoch Wasser über 100° C. erhitzen.

Eine hohe Wassersäule bildet ebenfalls für den untern Theil des Wassers einen solchen Verschluss. Die Schicht *a* in dem Geysirbecken (Fig. 36) kann, wegen des Druckes der ganzen obern Wassermasse keinen Dampf entwickeln und da sie von unten noch mehr erhitzt wird, steigt ihre Temperatur über + 100° C.

Auch die weiter oben liegende Schicht *b* kann heisser als 100° werden, da sie ebenfalls unter dem Druck der obern Wassermasse steht; ihre Temperatur kann aber nicht so hoch steigen, wie bei *a*, weil sie einem geringern Druck ausgesetzt ist. Sobald nämlich die Temperatur so hoch steigt, dass die dabei entwickelte Dampfmasse genügt, dem Druck Widerstand zu leisten, so tritt Dampfbildung ein und das Hinderniss der Dampfentwickelung wird gewaltsam beseitigt. Ein verschlossenes Gefäss wird darum, sobald dieser Grad von Ueberhitzung eingetreten ist, zerspringen.

Temperaturmessungen in dem Becken des Geysir haben wirklich ergeben, dass daselbst die Temperatur des Wassers mit der Tiefe zunimmt. Es betrug nämlich an einem besimmten Tage die Temperatur in

Höhe über dem Boden der Röhre.		Temperatur.
$19{,}55^m$	(Oberfläche des Wassers.)	85,2°
$14{,}75^m$		106,4°
$9{,}85^m$		120,4°
$5{,}0^m$		123°
$0{,}3^m$		127,5°

Die fortdauernde Erhitzung des Bodens lässt daher im Geysir, trotz der Abkühlung der Oberfläche, das Wasser immer heisser werden und in der Röhre nimmt es allmählich eine Temperatur an, die höher ist, wie der Siedepunkt unter dem einfachen Luftdruck.

Wenn nun das Wasser soweit erhitzt ist, dass an irgendeinem Punkte der Röhre, z. B. *b*, auch nur eine kleine Dampfbildung eintritt, so wird diese kleine Dampfmenge bei *b*, durch ihr Bestreben aufzusteigen (durch ihre Expansionskraft), dem Druck entgegenwirken und einen Theil desselben aufheben.

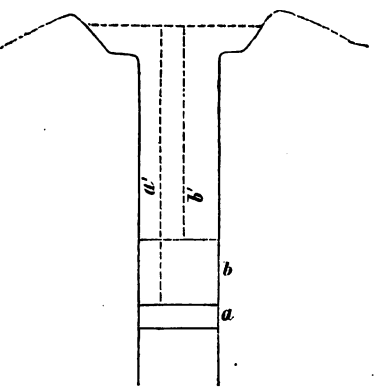


Fig. 36. **Durchschnitt des Geysirbeckens.**
a' Druck auf die Schicht *a* } vor der Dampfbildung.
b' Druck auf die Schicht *b* }

Es ist leicht einzusehen, dass die Wassertheile unter *b*, welche nur infolge des Druckes der ganzen Wassermasse eine so hohe Temperatur annehmen konnten, jetzt, sobald bei *b* ein Theil des Druckes aufgehoben wird, plötzlich zu stark erhitzt sind und sich, wie das Wasser in einem überhitzten Gefässe, zum grössten Theil in Dampf verwandeln müssen, der hinreichend ist, durch seine Kraft das Hinderniss zu beseitigen und die über ihm das Geysirbecken noch füllende heisse Wassermasse in die Höhe zu heben.

Auf diese Weise entstehen periodisch die Eruptionen der Geysir, sobald durch Ueberhitzung einer Stelle Dampfbildung in der Tiefe stattfindet, welche das siedende Wasser als heissen Springquell in die Höhe treibt. Da von der Wassersäule ein Theil immer wieder rasch

in den Krater zurücksinkt, so wird das vollständige Ausströmen des Dampfes verhindert; man sieht den Strahl wiederholt aufspringen, bis nach einigen Minuten heisses Wasser und Dampf erschöpft sind.

Einen sehr hohen Werth erlangen die Geysir noch dadurch, dass sie die Möglichkeit bieten, *uns eine Vorstellung von den Vorgängen zu machen, die zu den Eruptionen der Vulkane führen.* Man kann, wenn man will, das Geysirwasser in dem Eruptionskanale unmittelbar vor dem Ausbruch als siedendheisses Wasser ansehen, welches Dampf absorbirt enthält, ebenso wie die Laven in dem Eruptionskanale der Vulkane aus glutflüssigen Gesteinsmassen bestehen, welche überhitztes Wasser in sich aufgenommen haben. Sobald an einer Stelle der Lavasäule Dampf gebildet wird, welcher nicht entweicht, aber einen Theil des Druckes aufhebt, kann in den tieferliegenden Massen eine plötzliche und sehr reichliche Dampfentwickelung eintreten, deren Spannkraft die Lava keinen vollen Widerstand mehr leistet. Und in einem solchen Kampfe der aufsteigenden Dämpfe mit dem Widerstand der schweren zähen Lava besteht ja die Veranlassung der Eruptionen.

Es hat den Anschein, als wenn nur solche kochendheisse vulkanische Quellen zu Geysirn oder intermittirenden Springquellen werden, welche Kieselsäure gelöst enthalten und dieselbe an ihrer Mündung als Kieseltuff ablagern.

Durch die Ausscheidung von Kieseltuff bauen sie um die Quellmündung herum jenen Kegel und die Röhre mit dem flachen Geysirbecken, auf deren Vorhandensein alle jene geschilderten Vorgänge beruhen, die zu den periodischen Eruptionen führen.

Wie die Geysirquellen ihrer eigenen Thätigkeit die Existenz als Geysir oder Springquellen verdanken, so führen sie auch selbst durch den weitern Verlauf derselben das Ende der Geysireruptionen herbei. *Der Zustand eines Geysirs ist also nur ein vor-*

übergehender Abschnitt in der Entwickelung der kochendheissen, Kieseltuff abscheidenden Quellen. Vor und nach dieser Entwickelungsperiode ist die Quelle nicht als Geysir thätig.

Im Anfange sind die Geysir Quellen, deren Temperatur beständig + 100° C. beträgt und die deshalb ununterbrochen kochend aufwallen. Bohrt sich eine solche, Kieselsäure enthaltende Quelle in dem vulkanischen Bezirk eine neue Oeffnung, so baut sie bald ringsum dieselbe einen kleinen Kegel von Kieseltuff auf. Durch die Dämpfe hoch aufwallend, ergiesst sich das Wasser fortwährend über den Kegel und vergrössert ihn, indem es sich nur in der Mitte die eigene Mündung offenhält, die sich nach und nach zu einer Röhre verlängert.

Je höher der Kegel von Kieseltuff wird, desto länger wird die Röhre, welche sich allmählich oben zu einem schüsselartigen Becken erweitert. In dieser Zeit befindet sich in dem Kegel von schönem weissen Kieseltuff ein Becken, das mit krystallklarem, kochendheissem Wasser gefüllt ist; da aber statt der frühern engen Mündung jetzt eine breite Oberfläche vorhanden ist, so macht sich hier die Verdunstung und Abkühlung sehr bemerkbar.

Von unten wird das Wasser in dem Becken beständig erhitzt, von oben aber abgekühlt; die Erhitzung und Abkühlung liegen in beständigem Widerstreit, ob die Temperatur der Masse zu- oder abnehmen soll.

Dabei gibt es nun, bei einer gewissen Grösse und Tiefe des Beckens, eine Periode, wo die Wassermasse nicht mehr beständig kochendheiss ist, sondern wo, durch den Druck der Wassersäule, die tiefsten Schichten des Wassers etwas über 100° C. erhitzt werden können, die Oberfläche aber gewöhnlich unter 100° beträgt und nur allmählich bis nahe dem Siedepunkt gelangt. Das ist dann die Zeit, wo die Geysirerscheinungen in der geschilderten Weise eintreten.

Die Quelle ist darauf eine Zeit lang als Geysir thätig.

Die Vergrösserung des Kegels und des Geysirbeckens macht immer weitere Fortschritte. Infolge dessen nimmt aber auch die Abkühlung an der Oberfläche zu und die zu einer Eruption nothwendigen Temperaturverhältnisse treten nach immer länger werdenden Zwischenräumen ein.

Endlich ist das Becken so gross geworden, dass die Abkühlung der Oberfläche überwiegt und dann hören die Geysirausbrüche ganz auf und es bleibt nur ein mit heissem Wasser gefülltes Becken zurück, in welchem die Temperatur stets unter dem Kochpunkt verharrt. In der Tiefe der klaren, dunkelblauen, durch kein Aufwallen getrübten Wassermassen dieses Beckens, aus welchem sich ein leichter Dampf erhebt, erblickt man am Boden, inmitten phantastischer Formen von Kieseltuffgebilden, die dunkeln Umrisse der einst den Mund eines Geysirs bildenden Oeffnung, die sich in einer dem Auge unerreichbaren Tiefe verliert.

In den grössern Geysirdistricten kann man gewöhnlich nahe beieinander alle diese verschiedenen Entwickelungszustände solcher Quellen sehen.

Die vulkanische Hitze erwärmt das Wasser in dem Boden und gibt ihm die Kraft Kieselsäure zu lösen; kochendheiss wallt die Quelle auf. Aus den fortwährend kochendheissen Quellen werden mit der Zeit Geysir, die sich allmählich in die ruhigen, mit heissem Wasser gefüllten Becken umwandeln. Wie die Quellen allein durch den Aufbau der Kieseltuffkegel sich zu Geysir entwickeln, so ist es auch ihre eigene Thätigkeit, durch welche sie die Eigenschaft als Geysir wieder verlieren. Verschliessen sie sich dabei mit der Zeit ihre eigene Quellmündung, dann bricht das in die Erde zurückgedrängte Wasser an einer andern Stelle hervor und beginnt wieder als kochende Quelle, um sich zu einem neuen Geysir zu entwickeln.

V.

Naturbeschreibung der Vulkane.

Europa.

Der Norden des Continents von Europa ist gänzlich frei von echten Vulkanen. Selbst in Mitteleuropa gibt es nur erloschene Vulkane, während die wenigen thätigen im äussersten Süden liegen.

Deutschland.

Mitten durch Deutschland zieht sich, in der Richtung von Westen nach Osten, ein Landstrich, welcher die bedeutendsten Basalt- und Trachytgebirge enthält. So schliessen sich an die rheinischen Basalte und Trachyte unter andern die des Habichtswaldes, des Westerwaldes, des Maingebietes, der Rhön, des Fichtelgebirges und weiterhin die böhmischen an. Ueberall entspringen diesem Boden zahlreiche Quellen, ausgezeichnet entweder durch ihre hohe Temperatur, als Thermen, oder durch ihren Gehalt an Kohlensäure, als Säuerlinge. Durch diese Eigenschaften, eine hohe Temperatur und Gehalt an Kohlensäure, sind dieselben im Stande eine Menge Stoffe, die sie auf ihrem unterirdischen Wege

antreffen, aufzulösen und sie erscheinen daher als werthvolle Mineralquellen. Wie viele unserer berühmten deutschen Bäder liegen in den Grenzen dieses Gebietes! Hunderte solcher Quellen sind aber noch unbenutzt und an manchen Orten steigen sogar aus dem Boden reichliche Gasquellen von Kohlensäure auf.

Aber nur an den beiden Endpunkten dieses Landstrichs, dem Bezirke der Eifel im Westen, und Böhmen im Osten, existiren echte, obgleich ebenfalls vorhistorisch erloschene Vulkane mit nachweisbaren Krateren und deutlichen Lavaströmen. Es sind dies zugleich die nördlichsten Vulkane des Festlandes von Europa.

Die Eifel.

Die Vulkane der Eifel liegen in dem grossen Gebiete der rheinischen devonischen Formation, welche hauptsächlich aus stark aufgerichteten Thonschiefer- und Grauwackenschichten besteht. Nur stellenweise ruhen darauf ziemlich horizontale Schichten von Buntsandstein, oder von Thon, welcher Braunkohlen einschliesst und in der Tertiärperiode gebildet wurde.

Diese Sedimentschichten wurden von den vulkanischen Gesteinen durchbrochen. Die echten Vulkane stehen mit den Basalten und Trachyten in engem, sowol räumlichen, wie zeitlichen Zusammenhang.

Am ältesten in dieser Gegend sind die Basalte, welche sich von dem Siebengebirge bis zur Eifel, an den Rand des Vulkangebietes erstrecken, ohne jedoch in dasselbe einzudringen. Darauf folgen die Phonolithkegel, welche etwas jünger sind, wie die Basalte und schon tiefer in das eigentliche vulkanische Gebiet vordringen und sich sogar an einigen Orten mit den vulkanischen Producten vermengen.

So erscheinen denn hier die Vulkane als letzte Aeusserung jener grossen Eruptionsthätigkeit, die in der Tertiärperiode in jenem Landstriche des mittlern Deutschland geherrscht hatte.

Die Entstehung der vulkanischen Gesteine begann in der mittlern tertiären Periode, etwa im Oligocän, während die eigentlichen Vulkane erst viel später ihre Thätigkeit eröffneten und die jüngsten Laven sich erst ergossen, als die Oberfläche der Gegend schon ihre heutige Gestalt hatte.

Die eigentlichen Vulkane zerfallen in zwei Gruppen, in die der Eifel und jene der Umgebung des Laachersees. Letztere Gruppe erstreckt sich besonders über das Flussgebiet der Nette und des Brohlthales. Gegen Süden reicht dieselbe nur an einer Stelle bis an das linke Ufer der Mosel, jedoch haben sich die lockern Eruptionsproducte, Tuff und Bimsstein, viel weiter verbreitet und bedecken theilweise die Sedimentschichten bis gegen Boppard am Rhein und reichen auf dem rechten Ufer dieses Stroms noch weiterhin.

Die erste oder Eifelgruppe wird von der Uess, der Lieser und der Kyll durchschnitten. An den Zuflüssen der Nette treten die nördlichsten Punkte der hohen Eifel, der Niveligsberg und das Maar von Boos auf, sodass dadurch die beiden Gruppen der Eifel und des Laachergebietes in Zusammenhang stehen.

Für das Studium der Vulkane ist dieses rheinische Gebiet von grosser Wichtigkeit, weil sich darin der erste Entwickelungszustand der Vulkane darstellt. Sie zeichnen sich durch grösste Einfachheit in ihren Formen und Producten aus, obgleich doch wieder deren aussergewöhnliche Mineralbestandtheile dem Mineralogen eine Abwechselung vieler verschiedenartiger Species bieten.

Besonders die Vulkane der Eifel sind äusserst einfach und mit sehr wenig Ausnahmen durch einen einzigen Ausbruch entstanden. Einen Fortschritt vulkanischer Thätigkeit zeigen die Vulkane des Laachersees, indem dort jüngere Ausbrüche mit andern Producten die ältern, welche denen der Eifel entsprechen, wieder bedeckt haben.

In der Eifel gibt es mehr als dreissig Kratere, von denen jedoch mehrere nur sehr unvollständig erhalten

sind. In der Vordereifel bilden dieselben eine ziemlich ausgeprägte Reihe von Bertrich gegen Nordwesten.

Eine besondere Erwähnung, wegen ihrer Grösse oder wegen ihrer vollkommenen Erhaltung, verdienen folgende:

Der *Mosenberg* bei Bettenfeld, ein ansehnlicher Eruptionskegel, auf welchem sich in einer Reihe von Westen nach Osten mehrere Kratere befinden. Zwei derselben erzeugten nur Schlacken und Asche, der östlichste dagegen hat einen grossen breiten Lavastrom ergossen.

Der *Firmerich* bei Daun, ein schöner Vulkan mit wohlerhaltenem Krater und einem gegen Norden gerichteten Lavastrom. Man kann hier deutlich erkennen, dass bei dem Ausbruch des Vulkans durch die alten Sedimentgesteine keine Hebung derselben stattgefunden hat.

Der *Rodderkopf* bei Oberbettingen, im Gebiete des bunten Sandsteins, hat eine basaltische Lava ergossen und wird von Tuffen umgeben, die Bruchstücke von Buntsandstein einschliessen.

Vulkan von Gerolstein mit einem der schönsten Kratere und einem auf der Nordwestseite hervorgebrochenen Lavastrome.

Andere dieser Vulkane scheinen nie Lava ergossen zu haben, sondern allein durch eine Schlackeneruption entstanden zu sein, wie die drei schönen Kratere bei *Gillenfeld* oder die zwei bei *Loos.*

Die Laachergegend umfasst auf einem Flächenraume von nicht ganz vier Quadratmeilen gegen vierzig Vulkankegel. In ihrem westlichen Theile sind die Vulkane klein und unbedeutend und nehmen gegen Osten an Bedeutung zu. Im Westen erheben sich die kleinen Vulkane der *Teufelsburg*, *Hannebacher Ley* und *Perlekopf* noch zwischen den tertiären Basalten und Phonolithen.

Zwischen dem Brohl- und Viextbache liegt der *Bausenberg.* Dieser schöne Vulkan steigt über seine aus Thonschiefer bestehende Umgebung 287 Fuss empor und erreicht somit 1050 Fuss über dem Meere. Der ausgezeichnete Krater ist gegen Nordwesten von einem Lavastrome

durchbrochen, welcher noch bis Gönnersdorf verfolgt werden kann und an einer Stelle von Löss überdeckt ist.

Der nahe dabei befindliche, nur 166 Fuss hohe Vulkankegel *Herchenberg* ist aus lockern Schlacken und Asche aufgebaut, zwischen denen dichte Lavamassen liegen. Die Lava ist eine Art Nephelinlava, wie die bei Capo di Bove. Die Schlacken sind manchmal übersäet mit kleinen rothen Granaten.

Auf dem Ringwall des Kratersees ragt der *Laacherkopf* empor. Nur an der Spitze ist dieser Vulkan frei, sonst aber ringsum von jüngern Producten umlagert.

Zu der nächsten Umgebung des Laachersees gehören noch die Vulkane *Veitskopf*, *Krufterofen*, *Rotheberg* und die *Kunksköpfe*. Der erstere hat einen vollkommenen Krater und zwei verschiedene Lavaströme, von denen der eine die *Mauerlei* ist. Der Krufterofen hat den grössten Krater des ganzen Laachergebietes, 631 Fuss tief. Der Kraterwall des Rotheberges ist hufeisenförmig, gegen Westen offen. Sein Lavastrom ist gegen Burgbrohl gerichtet und von dem Bach durchschnitten, sodass demnach die Thalbildung jünger sein muss, wie diese Lava.

Der *Bellerberg*, südöstlich von Ettringen, besteht aus einem grossen ovalen Krater, welcher noch einen Schlackenkegel umschliesst. Der Vulkan hat zwei Lavaströme erzeugt.

Die *Vulkane um Nickenich* haben vielleicht nur Schlacken geliefert. Zum wenigsten ist nirgends Lava entblösst. Der Nickenicher Sattel ist noch ein schwach gebogener Wall, dessen ältere, untenliegende Schlacken von Löss bedeckt sind, der selbst wieder von Bimsstein und Tuff überschüttet ist.

Oestlich vom Nettethal liegt die aus zwölf Schlackenkegeln bestehende *Wannengruppe*, deren oberer Theil allein aus dem Löss und Bimsstein hervorschaut.

Noch weiterhin erscheint der *Roderberg* bei Rolandseck, gegenüber dem Drachenfels, als letzter dieser Vulkane.

Er besitzt einen hübschen Krater, welcher ungefähr 330 Fuss über dem Rheine liegt und hat auch einen Lavastrom geliefert.

Ziemlich getrennt von den Eifelvulkanen, verdient noch der *Manrother Vulkan*, 1³/₄ Meilen vom Rhein am Wiedbache, Erwähnung, weil er erst in neuester Zeit beachtet wurde. Es ist ein halbmondförmig, gegen Osten offener Kraterwall, welcher unten aus Lava, oben aus Schlacken besteht. Eine nur wenig entblösste basaltische Masse ist wahrscheinlich ein Theil eines von ihm erzeugten Lavastroms.

Die Ausbruchsstelle des berühmten *Niedermendigerstroms* lässt sich nicht mit Bestimmtheit nachweisen; wahrscheinlich entspringt derselbe aus dem *Forstberg*.

Auch die Laachervulkane sind, wie diejenigen der Eifel, jünger, wie das Oligocän, um wieviel jünger, ist jedoch nicht bei allen anzugeben. Wannen-, Leilenkopf und Camillenberg sind jünger, wie die Diluvialkiese, welche sie durchbrochen haben. Andere dagegen sind jedenfalls älter, als der Löss und die Zeit ihrer Thätigkeit lag zwischen der Ablagerung des Diluvialkieses und der des Löss.

Zu den interessantesten Erscheinungen des gesammten Eifelgebietes gehören die Maare, welche sonst nirgends in so grosser Zahl und solcher Regelmässigkeit bekannt sind. Diese kraterähnlichen Kessel bieten hier alle Entwickelungsstufen dar. Manche derselben liegen ganz und gar in den alten Sedimentgesteinen; andere haben eine niedrige Umwallung von Tuff und Schlacken, obgleich auch bei diesen die Wände des Kessels aus Thonschiefer bestehen. Das *Pulvermaar*, das *Gillenfelder-* und *Weinfeldermaar* sind ringsum geschlossen, andere durch einen Abfluss, oder sogar zweimal, durch einen Ab- und einen Zufluss, durchbrochen. Diejenigen, welche mit Wasser gefüllt sind, bilden kleine reizende Seen, welche bei den übrigen eingetrocknet scheinen, indem ihr Boden aus Torf besteht.

Ausser den schon genannten, sind die schönsten: die

Maare von *Daun*, *Uelmen*, *Dockweiler*, *Meerfelden*, *Moosbruck* u. s. w.

Das grösste Maar ist der Laachersee selbst, eine ovale Wasserfläche ein Sechstel Quadratmeile gross, welche im Norden, Osten und Westen mit steilen Bergwänden, im Süden von sanften Hügeln umgeben ist. An drei Seiten steht Thonschiefer mit Braunkohlen bedeckt an. Ausserdem finden sich aber auch Tuff und Schlacken, die auf Löss abgelagert sind.

Die Laven dieser Vulkane sind mehr oder weniger basaltischer Natur und entsprechen den sogenannten Augitbasalten. Die Producte des Herchenberges sind nephelinreich und noch mehr die Laven der Hannebacher Ley. Ganz verschieden davon ist die Lava des Perlerkopfes. Dieses feinkörnige Gestein besteht vorherrschend aus Nosean, Sanidin, Granat, Hornblende, Augit und Titanit und steht dadurch dem sogenannten Noseanphonolith von Olbrück nahe.

Am reichlichsten unter den vulkanischen Gesteinen dieser Gegend sind die Tuffe vertreten. Man kann sie als Lava-, Leucit- und Bimssteintuffe unterscheiden. Die erstern bestehen aus Schichten der kleinen ausgeworfenen Lavastückchen; die, theils geschichteten, theils ungeschichteten Leucittuffe zeichnen sich durch schneeweisse Leucite und Bruchstücke verschiedener Leucitgesteine aus; die Bimssteintuffe besitzen die grösste Ausdehnung und verbreiten sich besonders vom Laachersee gegen Osten und Süden. Sie sind die jüngsten vulkanischen Bildungen und bedecken die andern. In ihrer Beschaffenheit sind sie mehrfach so abweichend voneinander, dass man sie wieder als Trass, eigentlicher Bimssteintuff, trachytischer oder grauer Tuff voneinander trennt.

Die Lavatuffe sind von den vorhandenen Vulkanen erzeugt worden; die Leucittuffe verdanken ihren Ursprung wahrscheinlich einer unter dem Tuff liegenden Oeffnung und die Trachyttuffe dem Laachersee.

Von Petrefacten sind in den geschichteten Tuffen

enthalten: Zweige und Stämme von Pinea vulgaris, verkohlte Stämme und Höhlungen der Stämme von Betula alba, Populus tremulus, Abdrücke von Urtica dioica, Valeriana officinalis und Salix. Auch Gehäuse von Helix wurden gefunden.

Nirgends hat man wol bisher eine solche Mannichfaltigkeit verschiedenartiger Gesteine zwischen den vulkanischen Auswürflingen gefunden, wie hier und diese erfordern schon ein eingehendes Studium. Man kann sie in drei Klassen theilen: 1. Gesteine, die sich bei der Eruption selbst bildeten; sie stimmen mit den Laven ihrer Substanz nach im wesentlichen überein. 2. Gesteine, die den Vulkanen vollkommen fremd sind. Von solchen hat man Stücke von Granit, Syenit, Gneis, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Dichroit, Thonschiefer, Grauwacke, Buntsandstein u. a. gefunden. Nur die drei zuletztgenannten sind sichtbar von den Vulkanen durchbrochen und zertrümmert worden. Die übrigen müssen unter der devonischen Formation liegen und von den Vulkanen aus grösserer Tiefe herausgefördert worden sein. 3. Vulkanische Gesteine, welche schon in fertigem Zustand ausgeschleudert wurden und oft die Spuren späterer Hitzeeinwirkung an sich tragen. Unter diesen erregen die, durch ihren aussergewöhnlichen Mineralreichthum so berühmten Sanidinbomben ein bedeutendes Interesse. Sie liegen hauptsächlich in dem obersten grauen Bimssteintuff. Neben dem vorherrschenden Sanidin sind die häufigsten der darin enthaltenen Mineralien: Hauyn, Nosean, Augit, Hornblende, Magnesiaglimmer, Kalkspat, Magneteisen, Titanit, Nephelin; seltener Spinell, Granat, Apatit, Zirkon, Feldspat, Eisenglanz u. s. w.

Mehrere hundert Sauerquellen entspringen in diesem vulkanischen Gebiete. Besonders reich daran ist das Brohlthal und der Kessel von Wehr; die Stellen aber, wo Kohlensäure dem Boden entströmt, sind kaum zu zählen.

Schlesisch-böhmische Vulkane.

Wie jener an Basalten und Trachyten so reiche Landstrich des mittlern Deutschland im Westen durch die Vulkane der Eifel abgeschlossen wird, so endigt er auch im Osten in einigen, wenn auch kleinern und mehr zersplitterten vulkanischen Gebieten.

An der Grenze von Oesterreichisch-Schlesien liegen drei Vulkane: der *Rautenberg*, *Köhlerberg* und der *Vulkan von Messendorf*. Der Rautenberg, 2515 pariser Fuss hoch, besitzt keinen Hauptkrater mehr, jedoch an seiner Westseite ein grosses Lavafeld von basaltischen Strömen gebildet, die aus kraterähnlichen Spalten hervorgebrochen sind. — Der Köhlerberg, südwestlich von Freudenthal, hat an seinem Abhange eine mit Lavaschlacken erfüllte elliptische Mulde, welche vielleicht ein seitlicher Eruptionskrater war. — Der Vulkan von Messendorf liegt in der Verbindungslinie zwischen den beiden andern Vulkanen und besteht aus einem durch Schlacken und Lavablöcken aufgebauten Kegel, dessen Gipfel 2043 pariser Fuss über dem Meere erreicht. Die Stelle des Kraters ist wahrscheinlich durch die Cultur verwischt worden.

Der *Kammerbühl* bei Eger ist ebenfalls ein kleiner Vulkan, welcher auf Glimmerschiefer einen niedrigen Schlackenkegel angehäuft hat. Zahlreiche Bomben aus basaltischer Lava, welche zuweilen auch Stücke von Glimmerschiefer und Quarzit umschliessen, liegen umher.

Bei Orgiof in Mähren, dicht an der Grenze des ungarischen Trentschiner Comitats, befindet sich noch ein Vulkan. Derselbe erhebt sich als flacher Kegel von rothbraunen Schlacken am nördlichen Ufer der Bistrizka und trägt noch einen wohlerhaltenen, gegen Süden geöffneten Krater.

Frankreich.

Frankreich besitzt zwar gegenwärtig auch nur erloschene Vulkane, doch war in seinem Gebiete die vulkanische Thätigkeit einst viel ausgebreiteter und grossartiger, wie in demjenigen von Deutschland.

Auvergne.

Der bedeutendste vulkanische Bezirk liegt in der Auvergne. Auf einem fast dreitausend Fuss hohen Granitplateau erheben sich dort die Vulkane, von denen einzelne eine eigene Höhe von 800 Fuss erreichen, in zwei parallelen Reihen. Die östliche Reihe erstreckt sich von Norden nach Süden etwa acht Stunden weit und enthält die bedeutendsten Vulkane. Die westliche Reihe in einem Abstand von einer Viertelstunde von der östlichen, besitzt nur eine Länge von $1^1/_2$ Stunden. Zwischen beiden Reihen liegt als Verbindungsglied der Puy de Chaumont.

Auf diesem kleinen Raume sind fast vierzig charakteristische Vulkane und einige weniger gut erhaltene Kratere ausgebildet, und zwischen den echten Vulkanen erheben sich zahlreiche, zum Theil äusserst regelmässige und sehr steile Kegel eines eigenthümlichen Trachytes, welcher nach einem dieser Berge, dem Puy de Dôme, den Namen Domit erhalten hat. Obgleich die Form dieser Domitkegel durchaus mit derjenigen der Vulkane übereinstimmt, so besitzen sie doch weder Krater noch Lavaströme und gehören darum nicht zu den echten Vulkanen, sondern schliessen sich den Basalt- und Trachytkegeln an.

Die wichtigsten der wirklichen Vulkane sind folgende:

1. Der *kleine Puy de Dôme*, mit kleinem, hübschen, Nid de poule genannten, Krater. Der Berg besteht aus einem Schlackenkegel, an dem sich keine Lava nachweisen lässt, wenn nicht die des Chuquet Couleyre durch eine seiner Seiteneruptionen entstanden ist.

2. *Puy de Pariou*, der stattlichste dieser Vulkane, mit einem grossen (930 Meter im Umfang) Krater, nördlich von dem vorigen. Rothe Lapilli bilden den Kegel, dessen westlicher Kraterrand von einem mächtigen Lavastrome durchbrochen ist.

3. *Puy de Goules;* ausgezeichnet durch seinen regelmässigen, fast runden Krater.

4. *Puy de Côme*, einer der schönsten Vulkane der Auvergne, 907 Fuss über dem Plateau, 4170 Fuss über dem Meere, westlich von dem Pariou und von diesem durch den kleinen Dolomitkegel Clierzou getrennt. Er besitzt zwei ineinander geschobene Kratere und einen sehr grossen Lavastrom, der von einer weiten Fläche wilder, vollkommen kahler Lavablöcke umgeben wird.

5. *Puy de Chaumont;* isolirt zwischen den beiden Vulkanreihen gelegen.

6. *Puy de Nugère* mit 82 Meter tiefem Krater. Lava, welche an mehrern Punkten hervorbricht, vereinigt sich zu einem grossen Strome.

7. *Puy de Lassola.* Der Vulkan besteht gegenwärtig noch aus der Hälfte des zerstörten Kraterwalles. An der offenen Seite entspringt ein gewaltiger Lavastrom.

8. *Puy de Vichatel.* Ein sehr grosser Krater nimmt seinen Gipfel ein; die Lava floss jedoch am Fusse des Berges aus.

9. *Puy de Montjughat* mit schönem Krater.

10. *Puy de Chalard*, der niedrigste Vulkan der Auvergne, vielleicht auch nur ein Seitenkegel des Puy de la Rodde.

11. *Puy de Gravenoire*, tiefer am Abhang des Granitplateau, zunächst Clermont gelegen.

12. *Puy de Louchadière.* Sein Krater bildet einen grossen Halbkreis und ist 150 Meter tief, gegen Westen jedoch geöffnet. Ein Lavastrom umgibt ihn fast vollständig und breitet sich dann weit aus. — Ihm liegen zunächst:

13. *Puy de Jumes* und

14. *Puy de la Coquille*, mit schönem Krater.

Die übrigen deutlichen Vulkane tragen folgende Namen: 15. Puy de Sarcouy. 16. P. de la Vache. 17. P. de Fraisse. 18. P. de Filhou. 19. P. de Barmet. 20. P. de Channat. 21. P. de Lantegy. 22. P. de Sault. 23. P. de Montchié mit drei Krateren. 24. P. de Salomon. 25. P. de Barme. 26. P. de Laschamp. 27. P. de la Meye. 28. P. de Pourcharet. 29. P. de Montillet. 30. P. de Montigny. 31. P. de Montchul. 32. P. de Charmont. 33. P. de la Rodde. 34. P. de Monteynard. 35. P. de Montchalme. 36. P. de Brausson. 37. P. de Côme. 38. P. de l'Infau. 39. P. de Tartaret.

Unter den Laven unterscheidet Lecoq eine ältere Pyroxen- und eine jüngere Labradorreihe, von denen die erstere leichterflüssig war und grössere Ströme bildete. Die Laven sind übrigens fast alle basaltischer Natur, nur einzelne, wie die des Puy de Côme (ein Augitandesit) und des Puy de Louchadière, können als Uebergänge zu Trachyt angesehen werden. Der Puy de Louchadière scheint sogar abwechselnd bald an Kieselsäure reichere, bald daran ärmere Laven erzeugt zu haben.

Die Laven der Auvergne sind alle jünger, wie die Basalte und Trachyte und jünger, wie die Tertiärperiode, indem am Gravenoire vulkanische Schichten mit Alluvialthon wechseln und der vulkanische Sand des Pariou auf Flussgerölle und einer lössähnlichen Erde ruht.

Velay und Vivarais.

Nicht weit von der Auvergne entfernt, liegt das vulkanische Gebiet des Velay und Vivarais. Westlich von der Stadt Le Puy befinden sich mehr als hundert Kartere, darunter der von *Bar*, auf einem isolirten Kegel sehr gut erhalten. Er hat 1060 pariser Fuss im Durchmesser und ist 130 Fuss tief in den Schlackenkegel eingesenkt. Nächst diesem ist der Mont-Denise,

bei der Stadt Le Puy, besonders merkwürdig. — Der schönste Punkt des Vivarais ist der *Coupe d'Aysac* oder Montagne de la Coupe bei der Stadt Antraignes. Auf seinem Gipfel liegt ein 400 Fuss tiefer Krater, aus welchem ein bedeutender Lavastrom hervorbricht. — Der *Vulkan von Montpezat* liegt zwischen dem Thale des Fontalier und dem des Ardèche. Er ist ein flacher, 3—400 Fuss hoher Kegel, dessen Lavaströme gegen Norden flossen, in derselben Richtung, in der auch der Krater durchbrochen wurde. — Ausser diesen beiden sind noch *Burzet*, *Thueyts*, *Jaujac* und *Suillols* schöne Vulkane.

Die letzte vulkanische Thätigkeit dieser Gegend hat der Mensch noch mit erlebt, wie die im Mont-Denise gefundenen Knochen beweisen. Dort lagen in einer vulkanischen Breccie, oberhalb des Wirthshauses Eremitage, menschliche Knochen eingeschlossen, besonders Stirnbein, Oberkiefer und einige Bauchwirbel. Diese Breccie ist aber noch von den Schlacken überschüttet worden, welche von der letzten Eruption desselben Vulkans herrühren. Das Alter jener Menschengebeine ergibt sich daraus, dass in derselben Breccie auch Reste von *Elephas meridionalis*, *Rhinoceros megarhinus* und *Hyaena brevirostris*, also der für das frühe Diluvium bezeichnenden Thiere, enthalten waren.

Vulkane im Hérault.

Das vulkanische Gebiet des Departement Hérault dehnt sich zwischen dem Meere, Pezénas und den Ruinen von Embonne, bis jenseit Roquehaut aus. Die ganze Gegend ist mit Tuff, auf dem sich zahlreiche Lavaströme ausbreiten, bedeckt. Die Eisenbahn hat denselben bei Vias 8—10 Meter tief durchschnitten. An manchen Stellen ist er unter alluvialem Sand und Gerölle verborgen. Bei Roquehaut erstreckt sich weithin, wie eine niedrige Hügelkette, ein gewaltiger, 50 Meter hoher Lavastrom.

Am grossartigsten sind jedoch die vulkanischen Erscheinungen bei Agde und St.-Thibéry. An letzterm Orte liegen drei Eruptionskegel von Schlacken und Asche. Der *Ramus*, 136 Meter hoch, ist der bedeutendste von ihnen und hat mehrere Lavaströme ergossen. Bei Agde erhebt sich, dicht an der Meeresküste, der *Vulkan St.-Loup* bis zu einer Höhe von 115 Meter. Seine fünf, gegen das Meer hin niedriger werdenden Gipfel sind Theile des gezackten und an der Ostseite gänzlich zerstörten Kraterwalles. Die Lava ist an dem Berge bis auf wenige Punkte von Schlacken verdeckt; an seinem Fusse treten aber besonders zwei Ströme sichtbar hervor, von denen der eine am Meere, als Cap d'Agde endigt, der andere bei der Stadt Agde, die theilweise auf ihm erbaut ist. Die Lava ist basaltisch und enthält viel Olivin.

Zu demselben Systeme gehören die fünf vulkanischen Punkte bei Montpellier, von denen der Kegel von *Montferrier* wol der interessanteste ist, weil er ganz isolirt im Kalkstein liegt.

Siebenbürgen.

In dem grossen Trachytgebiete dieses Landes gibt es auch wirkliche trachytische Vulkane. Am Südende der wilden Berggegend von Wascharhey liegen mehrere deutlich erhaltene Kratere. Einer der bedeutendsten, südlich von Tuschnad, ist mit schwefelhaltigem Wasser gefüllt. Nahe dabei befinden sich zwei andere, welche den Maaren der Eifel ähnlich sind.

In dem Tokay-Eperiesgebirge kommen Andesitlaven vor, und zwar Laven von Augitandesit an mehrern Punkten z. B. Nagy — Szalancz, Palhegy, Erdöbenye, und Sanidintrachytlaven u. a. bei Fony und Tallya.

Italien.

Die italienische Halbinsel wird fast ihrer ganzen Länge nach von einer Vulkanreihe durchzogen, deren Glieder, mit einer Ausnahme, alle auf der Westseite der Apenninen gelegen sind. Bis auf einen Vulkan, den Vesuv, sind alle Vulkane der Halbinsel erloschen. Allein es schliessen sich daran noch die erloschenen und thätigen Inselvulkane an.

Mittelitalien.

Der grosse *See von Bolsena,* von ausgedehnten Tuffschichten umgeben, ist, trotz seiner kraterähnlichen Form, wol nur als ein grosses Maar, gleich dem Laachersee, zu betrachten.

Die etwa zwei Stunden breite Ebene von Viterbo trennt die Umwallung des Sees von Bolsena von dem Ciminigebirge. Dieses besteht aus Trachyt, welcher jedoch mit vulkanischen Schlacken, wahrscheinlich aus dem *Krater von Vico*, hoch überschüttet ist.

Die 2805 Fuss hohe Kuppe von *Radicofani* ist eine feinkörnige doleritische Lava, welche an mehrern Orten unter der grossen Masse rother Schlacken zum Vorschein kommt.

In der römischen Campagna ist die vulkanische Thätigkeit an zahlreichen Stellen zum Durchbruch gekommen. Die ganze Gegend ist mit Tuff und Schlacken bedeckt und Kratere und Lavaströme sind überall verbreitet.

Zunächst trifft man bei Ronciglione, an der Poststrasse, einen grossen Lavastrom, der von dem *Monte-Rossi*, aus einem jetzt mit Wasser erfüllten Krater, herabkommt. — Bei *Baccano* ist ein grosses Maar vorhanden, deren noch mehrere, theils trocken, theils mit Wasser erfüllt, sich in der Nähe befinden.

Eine grössere Bedeutung hat jedoch allein das

Albanergebirge erlangt. Umgeben von niedrigern Höhen, erhebt sich der Hauptberg, der *Monte-cavo,* fast dreitausend Fuss hoch über die Campagna. Den Gipfel der ganzen Erhebung nimmt der Hauptkrater ein, der einen Durchmesser von etwa 6000 Fuss besitzt. Gegen Westen, wo das romantische Städtchen Rocca di papa an dem Felsen klebt, ist der Kraterrand zerstört und ein gewaltiger Lavastrom hat sich über den steilen Abhang hinabgestürzt. Auch die noch übrige Kraterumwallung hat nicht mehr ihre ursprüngliche Höhe und besitzt einen gezackten Kamm, der auf der Südseite am höchsten aufsteigt und dort eben in dem Monte-cavo auch den höchsten Punkt des ganzen Gebirges erreicht.

Ausser dem grossen Hauptkrater fallen zunächst die beiden herrlichen, kesselartigen *Seen von Nemi* und *Albano* in das Auge. Sie liegen in einem harten Tuffe (Peperin) und haben trotz ihrer kraterähnlichen Form weder Schlacken noch Lava erzeugt. Sie gehören zu den schönsten und bedeutendsten Maaren, welche existiren.

Ein deutlicher Krater ist noch auf der östlichen Seite des Gebirges erhalten und das Thal von Arricia, welches einst ein See war, der von den Römern abgelassen wurde, hat wol ebenfalls als Krater gedient.

Von dem Monte-cavo gehen zwei grosse Lavaströme aus, von denen der eine dicht vor den Thoren von Rom endigt und dort den Namen Capo di Bove (vom Grabmal der Cäcilia Metella) trägt. Weniger vollständig erhaltene Ströme finden sich bei Tusculum, Frascati, Colonna, Monte-Porzio u. s. w.

Die Laven gehören zu den echten Leucitlaven und enthalten mitunter erbsengrosse Leucitkrystalle. Nur der sehr feinkörnige Strom von Capo di Bove enthält so viel Nephelin, dass dadurch der Leucit zurückgedrängt wird.

Die Altersverhältnisse dieser Vulkane ergeben sich aus folgenden geognostischen Thatsachen:

Die römische Campagna, bis zu den im Westen sich

anschliessenden neuen Anschwemmungen, ist mit Lapilli und Schlacken bedeckt, unter denen die Thone der Subapenninformation liegen. Die berühmten sieben Hügel, auf denen das alte Rom stand, sind ebenfalls Schlackenanhäufungen.

Diese vulkanischen Producte, welche den verschiedenen Krateren der Campagna entstammen, sind stellenweise von jüngern Gebilden, Süsswasserkalken (Travertin), bedeckt, aus welchem u. a. gerade der Gipfel der römischen Hügel besteht. Die Lavaströme sind da, wo sie die Campagna erreichten, sowol über die ältern wie über die Süsswasserniederschläge hinweggeflossen.

Darnach war das Albanergebirge ursprünglich ein Krater, gleich den übrigen der Campagna, an welchem sich jedoch später die ganze vulkanische Thätigkeit concentrirte und die der andern Kratere lange überdauerte. So entwickelte sich allmählich aus dem alten einfachen Krater ein selbstständiger und complicirter Vulkan, dessen jüngere Laven sich über den vulkanischen Producten der Campagna ausbreiteten.

Nach sagenhaften Berichten alter Schriftsteller könnte sogar die letzte Spur seiner Thätigkeit in den Beginn der historischen Zeit hineingereicht haben. Nach Julius Obsequens soll der Berg 640 nach Roms Erbauung in Flammen gestanden haben und Livius berichtet von einem mehrere Tage dauernden Steinregen im zweiten Punischen Kriege, welcher sich wol als Schlackeneruption deuten liesse; nach der Beschreibung von Plinius war der Boden in der Umgebung des Sees von Albano damals noch stark erhitzt. Bei Marino hat man unter Peperin Thongefässe und menschliche Skelete gefunden.

Rocca monfina.

Weiter nach Süden folgt zunächst am Golfe von Gaeta die Rocca monfina. Dieselbe erhebt sich an einer Abzweigung der Apenninkette, zwischen den aus Kalkstein bestehenden Bergen Monte - Cammino und

Monte-Massico und wird von zahlreichen parasitischen Kegeln, wie Monte-Canneto, Monte-Feglio, Monte-Atana, Monte-Frielli, umgeben. Der Hauptberg ist sehr steil und besitzt eine Höhe von 3083 Fuss. Auf dem stark abgestumpften Gipfel befindet sich der grosse Krater, $2^1/_2$ Miglien im Durchmesser, umgeben von einem halbkreisförmigen Kraterwall, von dem die östliche Hälfte fehlt. Innerhalb dieses Kraters, in welchem auch das Dorf Rocca monfina liegt, steigt ein steiler Kegel, der Monte-San-Croce, auf.

Die Laven sind ausgezeichnete Leucitlaven, deren Leucitkrystalle durchschnittlich grösser, wie die der Somma sind, zuweilen sogar $1^1/_2$ Zoll im Durchmesser erreichen. Nur der innere, von dem grossen Krater umschlossene Kegel enthält ein trachytisches Gestein mit zersetztem Feldspat und braunem Glimmer.

Die Phlegräischen Felder.

Mit den Phlegräischen Feldern berühren wir zuerst diejenigen vulkanischen Gebiete Europas, welche noch nicht für vollständig erloschen gelten können, obgleich nur noch an einzelnen Punkten und in sehr geringem Maasse sich in ihnen der vulkanische Process bethätigt.

Unter den 27 Vulkanen, welche die ganze Ebene im Norden der Stadt Neapel, zwischen dem Meere und den Apenninen mit Tuff und Schlacken überschütteten, ist die *Solfatara von Puzzuoli* der bedeutendste.

Auf dem aus trachytischen Massen bestehenden Hügel liegt ein sehr grosser, vorn durchbrochener Krater. Sein Boden klingt hohl und an mehrern Stellen desselben, ebenso wie an den Kraterwänden, steigen Fumarolen auf. Auch ist das Gestein von den Gasen überall zersetzt und gebleicht. Im Südosten bezeichnet eine weite Oeffnung die Hauptfumarole, aus der mit lebhaftem Geräusch grosse Dampfmassen und eine Menge Gase, bei einer 100° übersteigenden Temperatur hervorgepresst werden. Wasserdampf, Kohlensäure und

Schwefelwasserstoff sind stets vorhanden; untergeordnet erscheinen: schwefelige Säure, Schwefel- und Selenverbindungen von Arsen, Borsäure, Chlor, Phosphorsäure, Eisen, Kupfer und Ammoniak. Indem diese Stoffe nur zeitweise in dem Gasgemische enthalten sind, so folgt daraus, dass nicht nur die der activen Thätigkeit nahestehenden und vorübergehenden, sondern auch die permanenten Fumarolen einem Wechsel ihrer Energie und ihrer Producte unterworfen sind. — Die in der Nähe befindliche kleine Fumarole liefert hauptsächlich Schwefelwasserstoff und Kohlensäure, die entferntern Fumarolen nur Kohlensäure, doch beweisen ihre Schwefelsublimationen, dass sie früher ebenfalls noch andere Producte erzeugt haben.

Am äussern Abhange und am Fusse der Solfatara entspringen heisse Mineralquellen, so die Pisciarelli und die Quellen in dem Serapistempel zu Puzzuoli.

In geschichtlicher Zeit hatte die Solfatara eine wirkliche Eruption im Jahre 1198.

Der *Lago d'Agnano* ist nur eine halbe Stunde entfernt. Derselbe besteht aus einem fast 10,000 Fuss im Umfang haltenden Kraterbecken, welches noch Gase ausstösst, die in Blasen durch das Wasser des Sees aufsteigen und in Höhlungen seiner Umgebung sich entwickeln. Unter den letztern ist die Hundsgrotte am berühmtesten, aus deren Boden, bei einer zwischen 21—29° schwankenden Temperatur etwas Wasserdampf und reichliche Mengen von Kohlensäure, selten Spuren von Schwefelwasserstoff hervorbrechen. Reichlicher ist der Schwefelwasserstoff in dem Gasgemenge der Stufa di San-Germano enthalten, während aus dem Lago d'Agnano selbst gewöhnlich nur Kohlensäure aufsteigt. Der See wird gegenwärtig trockengelegt.

Der grösste Krater dieser vulkanischen Gegend ist der von *Astroni*, welcher über eine Stunde im Umkreis hat. In seiner Mitte erhebt sich eine kegelförmige Masse aus trachytischer Lava und auf seinem Boden

sind einige kleine Seen vorhanden. Im übrigen ist er ganz mit Vegetation bedeckt.

Der *Monte-Barbaro*, *Monte della Corvara*, *Lago di Avenno* gehören ebenfalls zu den bekannten vulkanischen Punkten, unter welchen sich sogar ein erst vor dreihundert Jahren neuentstandener Vulkan, der *Monte nuovo*, befindet. Dieser ist ein 428 Fuss hoher Schlackenkegel mit tiefem Krater auf der Spitze und einer kleinen Lavamasse an seinem Abhang. Er entstand im September 1538 durch eine grosse Eruption, welche ringsum das Land verwüstete (auch viele bis dahin noch wohlerhaltene römische Bauten wurden zerstört). — Heisse Quellen und Dampfexhalationen kommen bis zum Cap Misenum vielfach aus dem vulkanischen Boden hervor.

Zu dem phlegräischen Gebiete gehören auch noch die benachbarten Inseln *Procida*, *Vivara* und *Ischia*. Procida und Vivara sind nur von geringem Umfang und bestehen dem Anscheine nach aus mehrern, vom Meere theilweise zerstörten Krateren.

In *Ischia* hat die vulkanische Thätigkeit des ganzen Gebiets ihren Höhepunkt erreicht und einen vielgestaltigen Berg erzeugt, der zahlreichen grossen Eruptionen während einer nach vielen Jahrtausenden zählenden Periode zum Ausgang diente.

Den Mittelpunkt der Insel nimmt der aus einem eigenthümlichen trachytischen Tuff gebildete Epomeo (2380 Fuss) ein. Er besteht aus der kleinern nördlichen Hälfte der halbzerstörten Umwallung des grossen Hauptkraters, welcher infolge dessen nur noch undeutlich erkannt werden kann.

Dieser grosse Krater hat nie Lava ergossen, sondern dieselbe brach stets tief am Abhange oder am Fusse des Berges hervor. Die einzelnen Ströme wurden von Bimssteinschlacken und Lapilli überschüttet und jüngere Ströme flossen über die ältern Producte hinweg. So hat sich, besonders an der Südseite des Epomeo ein hohes Plateau gebildet, in dessen Schluchten und steilen

Küsten oft die mehrfach wechselnden Lagen von Laven, Tuff und Bimsstein sehr gut zu sehen sind.

Durch seitliche Eruptionen wurden auch am Ostabhange bedeutende secundäre Kegel, wie La Toppo, Trippiti, Garafoli aufgeschüttet, von denen ebenfalls einzelne Lavaströme ausgehen.

Die Entwickelung der Insel hat in der frühesten Diluvialzeit als submariner Vulkan begonnen, und der Epomeo ragte damals nur als ringförmige Insel mit seinem Gipfel über die Meeresfläche empor. In jener Zeit hat sich nämlich ein mergelartiger, aus der Verwitterung des vulkanischen Tuffs entstandener Schlamm auf den Abhängen des Epomeo niedergelassen und Reste zahlreicher Meeresthiere eingeschlossen. Da diese Meeressedimente bis zu einer Höhe von mehr als 1400 Fuss hinaufreichen, so lag der Vulkan demnach mindestens bis zu diesem Punkte unter Wasser und hat seine gegenwärtige Höhe erst später, durch eine Hebung des Meeresgrundes auf welchem er ruht, erreicht.

Diese Hebung ereignete sich lange vor der historischen Zeit und die geschichtlichen Eruptionen erfolgten alle nachdem die Insel im wesentlichen ihre gegenwärtige Gestalt besass.

Die älteste geschichtliche Eruption trat am Montagnone mit dem noch erhaltenen Krater, und am Lago del Bagno ein. — Um das Jahr 470 v. Chr. folgte eine Eruption, durch welche der grosse Strom des Marecocco und Zale gebildet wurde und bald darauf, zwischen 400—352 v. Chr., der Ausbruch des Rotaro, mit seinem schönen Krater und dem Lavastrom Monte-Tabor.

Spätere Ausbrüche sollen 89 v. Chr., zwischen 79—81 n. Chr., zwischen 131—161 und 284—305 vorgekommen sein. Jedenfalls gerieth der Vulkan erst nach tausendjähriger Ruhe, 1302 wieder in Eruption. Dieser letzte historische Ausbruch erzeugte den grossen Lavastrom Arso und zerstörte einen Theil der Stadt Ischia. Seitdem gibt sich die vulkanische Thätigkeit nur noch in Erdbeben, heissen Quellen, Dampfexhala-

tionen und einer den Boden an vielen Orten erhitzenden Glut kund.

Die Producte sind alle trachytisch. Die ältern Laven, meist dicht und dunkel, bilden Uebergänge zu Obsidian, die jüngern gewöhnlich hellfarbig, gehören mit zu den schönsten Trachyten, wie die Lava des Zale mit ihren zollgrossen Sanidinkrystallen. Die Lava des Arso ist von dunkler Farbe und von eigenthümlicher chemischer Zusammensetzung, obgleich petrographisch noch echter Trachyt. — Manche dieser Trachytlaven zeichnen sich durch Beimengung von vielem Sodalith aus.

Die lockern Producte bestehen in dem eigentlichen Epomeotuff, trachytischem Tuff, Bimssteintuff verschiedener Art und Obsidian.

Der Vultur.

Der *Vultur* bezeichnet die einzige Stelle, wo der Vulkanismus auf der Ostseite der Apenninen zum Durchbruch kam. Doch steht er mit der vulkanischen Umgebung des Golfs von Neapel dadurch in Verbindung, dass der kleine Lago di Ansanto als Mittelglied zwischen ihnen auftritt.

Durch das Wasser, welches den Kraterkessel des Lago di Ansanto erfüllt, steigen Gase, Kohlensäure und Schwefelwasserstoff mit solcher Gewalt auf, dass das Wasser zu kochen scheint und bisweilen einige Fuss hoch emporgeschleudert wird.

Oestlich vom Lago di Ansanto liegt der schon im Alterthum berühmte Vulkan Vultur. Der Berg steigt, bis zu einer Höhe von 4156 Fuss, ziemlich sanft an. Am nördlichen Abhang liegt der grosse, einen kleinern einschliessende Krater. Der innere Krater enthält zwei kleine Seen. — Der Hauptvulkan ist von secundären Kegeln, auf deren einem die Stadt Melfi erbaut ist, umgeben.

Für den Geognosten ist dieser Vulkan durch seine eigenthümliche Lava merkwürdig, welche als ein an

Hauyn reicher Nephelin-Leucitophyr charakterisirt werden kann. Blauer und rother Hauyn ist oft in grosser Menge in der Lava enthalten.

Der Vesuv.

Wie der Vultur östlich von dem Lago di Ansanto, so erhebt sich der Vesuv auf der gleichen Linie westlich von diesem See, dicht am Golfe von Neapel.

Durch diesen bedeutenden, für das Studium so günstig gelegenen thätigen Vulkan ist die Kenntniss der Vulkane am wesentlichsten gefördert worden. Er selbst aber ist so genau und sorgfältig erforscht, wie kein zweiter Vulkan.

Der Vesuv ist ein steil ansteigender, zweigipfeliger Bergkegel, der sich fast ganz isolirt aus der Ebene erhebt. Sein Fuss ist von einem Kranze volkreicher Städte, Portici, Resina, Torre del Greco, Torre dell' Annunziata, bis zu dem alten Pompeji hin, umgeben und sein Abhang bis fast zur halben Bergeshöhe mit einer reichen Vegetation bedeckt. Nur der obere Theil des Berges ist völlig kahl; doch brechen Lavaströme gar häufig auch in die bebauten Regionen zerstörend herein und dringen zuweilen sogar durch die Städte hindurch bis in das Meer vor.

Die beiden Gipfel sind durch ein halbkreisförmiges Thal, das Atrio del cavallo, getrennt, welches aus dem Reste des grossen vorhistorischen Vesuvkraters besteht; ebenso ist der eine Gipfel, eine ringförmige Bergwand, Somma genannt, der Rest des alten grossen Kraterwalles. Der andere Gipfel bildet einen regelmässigen Kegel und nimmt den grössten Theil des alten Kraters ein. Dieser ist der eigentliche, der neue Vesuv, welcher erst seit der ersten Eruption, im Jahre 79 n. Chr. entstand und seitdem der Sitz der Eruptionen geblieben ist.

Der Vesuv hat also seit dem Alterthum eine wesentliche Veränderung seiner Gestalt erlitten. Strabo sagt:

„Der Berg Vesuv ist mit schönen Fluren bedeckt, ausser seinem Gipfel. Dieser letztere ist zwar grösstentheils eben, aber ganz unfruchtbar. Er ist nämlich aschenartig von Ansehen und zeigt zerrissene Klippen von russiger Steinart und Farbe, als seien sie von Feuer verzehrt. Man möchte daraus den Schluss ziehen, dass der Berg gebrannt und früher Feuerschlünde gehabt habe, und als der Stoff ausging, erloschen sei."

Der neue thätige Vesuvkegel besitzt eine wechselnde Höhe, welche durchschnittlich über 3700 Fuss beträgt. Ebenso wechselt die Form und die Lage des Kraters.

Die Entstehung dieses Vulkans verliert sich, auch vor den Augen des Geologen, in der fernsten Vergangenheit. Er war zu einem mächtigen Berge geworden, aber vor so langer Zeit vollständig erloschen, dass man im Alterthum kaum seine vulkanische Natur ahnte.

Trotzdem erwachte er, bald nach dem Beginne unserer Zeitrechnung, zu neuem Leben. Seit dem Jahre 63 n. Chr. wurde seine Umgebung von starken Erdbeben heimgesucht, bis im Jahre 79 n. Chr. die erste und furchtbarste seiner historischen Eruptionen eintrat. Die Städte Pompeji, welches jetzt wieder aufgegraben ist, Herculanum, über dem gegenwärtig Torre del Greco erbaut ist, und das noch verschüttete Stabiä, wurden unter den Producten dieser Eruption begraben.

Die erste Periode der historischen Thätigkeit des Vesuv reicht bis zum Jahre 1631 und ist durch seltene, aber heftige Ausbrüche charakterisirt. In diesen Zeitraum fallen die Eruptionen von: 79, 203, 472, 512, 685, 993, 1036, 1139 und vielleicht 1306.

Nach einer mehrhundertjährigen Ruhe begann 1631 die zweite Periode mit einer Eruption, die an Heftigkeit nur durch die des Jahres 79 n. Chr. übertroffen wurde. In dieser zweiten Periode sind die Ausbrüche viel zahlreicher, aber selten sehr heftig. Auf die Eruption von 1631 folgten grössere Eruptionen in den

Jahren: 1680, 1682, 1685, 1689, 1694, 1696—98, 1701, 1707, 1712—32, 1751, 1754, 1760, 1765—67, 1771—78, 1779, 1784—86, 1790, 1794, 1802, 1804, 1806, 1809—10, 1812, 1813, 1822, 1832, 1839, 1848, 1858, 1861, 1866—71, 1872.

Die Laven des Vesuv gehören zu den basaltischen Gesteinen und bilden unter diesen die Gruppe der Leucitbasalte. Besonders die vorhistorischen Laven zeichnen sich durch Einschluss grösserer Leucitkrystalle aus; in den jüngern Laven sind die Leucite meist sehr klein und unscheinbar.

Die chemische Zusammensetzung aller bisjetzt untersuchten Laven, von den ältesten Zeiten bis zu den letzten Ausbrüchen, ist eine ziemlich einförmige, ohne grosse Differenzen. Dennoch ist die mineralische Zusammensetzung der Laven eine sehr complicirte, indem ausser Leucit und Augit, welche die Hauptmasse bilden, noch sechs bis sieben Mineralspecies dabei betheiligt sind und ausserdem noch vier bis fünf Mineralien untergeordnet in einigen Laven vorkommen. Einige dieser Mineralien, hauptsächlich Nephelin, Sodalith und Anorthit, gewinnen in einzelnen Strömen eine solche Bedeutung, dass dadurch der Charakter der Leucitlava modificirt wird.

Interessant sind die Auswürflinge, welche sich an der Somma finden, durch den grossen Reichthum verschiedener Mineralien. Sie übertreffen noch die mineralreichen Auswürflinge des Laachersees. Auch die Sublimationsproducte, welche sich am Vesuv bilden, sind sehr mannichfaltig und bei keinem andern Vulkane so vollständig gekannt.

Die Liparischen Inseln.

Man zählt gewöhnlich sieben grössere und zehn kleinere Inseln zu der Gruppe der Liparen. Die grösste derselben ist

Die *Insel Lipari.* Dieselbe stellt eine Reihe zu-

sammenhängender Eruptionskegel dar, die einen von Süden nach Norden sich erstreckenden Bergrücken bilden. Davon zeichnen sich drei durch ihre Grösse aus, im Süden der *Monte-Guardia*, nördlich davon der Hauptberg der Insel der *Monte-San-Angelo* (1600 Fuss) und am Nordende der *Monte di tre pecore*; untergeordnet ist der *Monte-Campobianco* und die *Monti-rossi*.

Im Norden und Süden herrscht Bimsstein und Obsidian. Der Monte di tre pecore und der Monte-Campobianco, Berge von über tausend Fuss Höhe, bestehen ganz daraus. Letzterer trägt einen prachtvollen Krater, der 500 Fuss tief ist und einen Durchmesser von 7000 Fuss besitzt. Von diesem Krater, bis zu dem Capo Castagno erstreckt sich ein 30 Meter hoher Strom aus Obsidian und Bimsstein, wo diese Producte, welche gewöhnlich nur in Auswürflingen vorkommen, in zusammenhängendem Strome geflossen sind.

Der mittlere Theil der Insel wird von einem feinen erdigen Tuff zusammengesetzt, bis zu den obern Regionen des Monte-San-Angelo. Dieser enthält Dolerit, nebenbei auch Obsidian und Bimsstein. Sein Krater hat eine eiförmige Gestalt, deren Längedurchmesser 3000 Fuss beträgt. Auch die Reste zweier Lavaströme sind vorhanden. — Der Monte-Guardia, mit unvollkommenem Krater, ist Trachyt.

Südöstlich am Monte-San-Angelo steigen Wasserdämpfe von 76,8 und 98,3° auf. Nahe dabei entspringt die Quelle San-Calogero, welche im October 1855 eine Temperatur von 45,5, im August 1856 von 59° hatte.

Wenn eine von Plinius und Strabo erwähnte Eruption richtig gedeutet wird, so war der Monte-San-Angelo noch in historischer Zeit in Thätigkeit. Nach Dolomieu soll dieselbe sogar bis in das 6. Jahrhundert fortgedauert haben. Gegenwärtig ist die ganze Insel erloschen.

Die *Insel Vulcano* besteht aus einem einzigen ab-

gestumpften Vulkankegel mit Resten des alten Kraterwalles, innerhalb dessen sich der jüngere Eruptionskegel erhebt (1224 Fuss). Auf halber Höhe des Berges liegen zwei seitliche Kegel, von denen der eine einen grossen Krater besitzt. Das vorherrschende Gestein sind vielfach gebogene Tuffschichten. Der Hauptkrater hat einen Durchmesser von 3000 und eine Tiefe von 600 Fuss. Seine steilen Wände sind mit dicken Schwefelkrusten bedeckt und aus dem Boden steigen grosse Massen in der Nacht leuchtender Dämpfe auf, welche eine Menge Sublimationen, darunter Schwefel, Schwefelarsen, Salmiak und die bei Vulkanen seltene Borsäure, ablagern. Nahe an der Küste entspringt eine heisse Schwefelquelle am Porto di Ponente.

Volcano ist demnach jetzt eine echte Solfatara, noch thätiger jedoch, wie die Solfatara von Puzzuoli. Auch ist die Zeit ihrer Eruptionsthätigkeit noch nicht so lange vergangen, dass sie nicht von neuem in diesen Zustand übergehen könnte. Es sind Ausbrüche in den Jahren 1444, 1693, 1739, 1771 und 1786 vorgekommen und bei dem letzten derselben floss ein grosser Obsidianstrom aus dem Berge.

Durch eine schmale Landzunge hängt mit Volcano die kleine Insel Volcanello zusammen, welche erst im Jahre 200 v. Chr. durch eine Eruption entstand und bis in das 16. Jahrhundert in Thätigkeit geblieben sein soll, gegenwärtig jedoch erloschen ist.

Stromboli, der thätigste Vulkan Europas, ist ein Inselvulkan, dessen Gipfel zu 2775 Fuss aufsteigt. Sein Krater (etwa 2000 Fuss im Durchmesser) liegt nördlich, etwas unterhalb des Gipfels. Die Thätigkeit hört nie auf, allein ihre Energie ist bald grösser, bald geringer. Gewöhnlich erfolgen die Eruptionserscheinungen aus mehrern Oeffnungen innerhalb des Kraters. Fr. Hoffmann sah die eine derselben regelmässig Dampfwolken ausstossen und ihre Umgebung mit Schwefelkrusten bedecken, eine zweite schleuderte glühende Schlacken aus und aus einer dritten, etwas tiefer gelegenen

Oeffnung quoll Lava hervor. Die Laven sind doleritisch und basaltisch, denen des Aetna sehr ähnlich. Unter den Sublimationen kommt häufig viel Salmiak vor.

Panaria, zwischen Stromboli und Lipari gelegen, ist ein Theil einer vom Meere zerstörten Kraterinsel und besteht noch aus einem halbkreisförmigen Bergrücken, dessen Wände nach innen steil, nach aussen sanft abfallen. An der Punta Carcara steigen Dämpfe mit einer Temperatur von 99° auf, welche gleichzeitig Schwefelwasserstoff und Kohlensäure enthalten.

Saline, ein Zwillingsvulkan aus Monte-Salvatore und Monte-Vergine, von denen letzterer eine schwache Kratervertiefung hat, gebildet.

Felicudi, ein erloschener vulkanischer Kegel, 2853 pariser Fuss hoch, mit zwei Krateren, westlich von Saline gelegen.

Alicudi ebenfalls ein erloschener Inselvulkan mit Kraterresten.

Basiluzzo, *Darolo*, *Lisca nera*, *Lisca bianca* sind kleine erloschene Vulkane.

Isolirt liegt die Insel *Ustica*, weiter westlich von dem Archipel der Liparen. Drei Kratere lassen sich noch auf diesem 964 Fuss hohen erloschenen Vulkane nachweisen.

Der Aetna.

Der Aetna, der grösste Vulkan Europas und einer der höchsten der ganzen Erde, steigt an der Südostküste von Sicilien 10,200 Fuss über die Meeresfläche empor; sein Gipfel wird selbst im Sommer theilweise von Schnee und Eis bedeckt, während an seinem Fusse fast nie Schnee fällt. Der Berg, vollkommen frei nach allen Seiten, überragt das Berggewirre der Insel weit, und, vom Meere aus gesehen, beherrscht er dieselbe ganz und gar.

Der Aetna ist ein sehr flacher Kegel, dessen Abhänge gegen die Spitze steiler werden. Diese Spitze ist durch

eine fast ebene Fläche abgeschnitten, auf deren Mitte sich der eigentliche Gipfel, ein kleinerer steiler Kegel, mit weit geöffnetem Krater erhebt.

Etwa 200 Meter über der Meeresfläche wird der Bergabhang von einer steilen Terasse unterbrochen, welche sich als eine alte Meeresküste zu erkennen gibt. Bis zu dieser Höhe herrschen auch Tuffe mit Einschlüssen der Reste jetzt noch lebender Thier- und Pflanzenarten, ohne Beziehung zu dem eigentlichen Berg; diese Stelle bezeichnet daher erst den Anfang des wirklichen vulkanischen Berges, der 200 Meter hoch gehoben ist.

Oberhalb der Terasse beginnt ($1^1/_2$ Meilen breit) die cultivirte Region des Berges, auf welche dann, nahe dem Dorfe Nicolosi, die Waldregion bis zu einer Höhe von 2000 Meter folgt. In dieser liegen so zahlreiche secundäre Eruptionshügel, dass auf der von Satorius herausgegebenen Karte allein zweihundert verzeichnet werden konnten. Sie erscheinen der gewaltigen Masse des Aetna gegenüber als Hügel, obgleich einige ganz ansehnliche Berge von mehr als tausend Fuss Höhe bilden. Von ihnen haben sich Lavaströme ergossen, welche tief in die bebaute Region eindrangen; ja der Strom, welcher von den Monti rossi 1669 ausging, war eine halbe Meile breit und erstreckte sich durch die Gärten von Catania bis in das Meer, indem er auf seinem Wege vierzehn Städte und Dörfer zerstörte und noch jetzt am Meere einen 12 Meter hohen, 5—600 Meter breiten, völlig kahlen Wall bildet. Die Monti rossi mit zwei deutlichen Krateren, haben sich über der grossen Spalte erhoben, die bei der Eruption von 1669 von Nicolosi bis zum Monte-Frumento entstand. Auch jeder der andern Kegel entspricht einer Eruption des Aetna, da der ferne Gipfelkrater — derselbe ist noch fast zwei Meilen entfernt und 8000 Fuss höher — bei den meisten Eruptionen nur mit Entwickelung von Rauch und mit Aschenauswurf betheiligt ist.

Am Ende der Waldregion fängt die Regione deserta

an. In der Höhe von 2990 Meter ist der Berg durch eine grosse Ebene abgestumpft und darauf steht der 315 Meter hohe Kegel mit dem Hauptkrater.

Auf dieser Ebene waren einst zwei Kratere vorhanden, welche durch die Eruption des Centralkegels theilweise zerstört wurden.

Im Ostabhange der Regione deserta liegt eine grosse Kluft, das berühmte Val del Bove, wahrscheinlich ein durch Einbruch erweiterter Krater, welcher vor dem Gipfelkrater erlosch. Dieselbe entspringt hoch oben am Plateau, bildet zuerst einen $^3/_4$ Meilen breiten Kessel mit 1000 Meter hohen Wänden und geht mit einer steilen Thalstufe dann in das untere enge Thal über. Die Wände des Kessels bestehen aus abwechselnden Schichten von Schlacken und Lava, welche von aufsteigenden Lavagängen durchbrochen werden.

Der gegenwärtige Hauptkrater auf dem Gipfel hatte im April 1869 einen Durchmesser von 100—130 Meter und 170 Meter hohe, senkrecht absteigende Wände umgeben einen wildzerrissenen, mit Fumarolen bedeckten Kraterboden. Doch hat sich die Gestalt des Gipfels von 1835—53 dreimal vollständig geändert.

Ist der Hauptkrater allein in Eruption, so droht, bei der grossen Entfernung, den Küstenbewohnern keine Gefahr und sie können das grossartige Feuerwerk in Musse geniesen. So war es am 8. December 1868, wo eine Garbe glühender Schlacken 1—2000 Meter hoch stieg und in parabolischen Bogen theils auf den Abhang, theils in den Krater herabstürzte. Drei Stunden dauerte das Schauspiel, das noch in Palermo, 21 deutsche Meilen entfernt, gesehen werden konnte.

Einige der bedeutendern neuen Lavaströme sind folgende: Die Eruption von 1763 trat auf Schiena dell' asino ein und bildete den Kegel Montagnuola, einen weithin sichtbaren Punkt des Aetna. Nicht weit davon liegt der Strom von 1634—35, dessen Ausbruch ein Jahr lang dauerte. Im Jahre 1792 bildete der Aetna zwei über eine Meile lange Ströme, von denen

der eine in das Val del Bove floss. Am 21. August 1852 entstanden siebzehn Spalten, aus denen Rauch und Steine kamen; das Meer zog sich zurück und kehrte, die Küste überschwemmend, wieder. Nach einigen Tagen öffneten sich im Val del Bove, eine Miglie voneinander entfernt, zwei Schlünde, von denen der eine Schlacken, der andere Lava auswarf, sodass das Val del Bove einem Feuersee glich.

Die Hauptausbrüche des Aetna waren: 1537, 1634, 1669, 1763, 1766, 1792, 1805, 1809, 1811—12, 1819, 1831, 1852, 1865; kleine Ausbrüche 1868, 1869 und August 1874.

Der Aetna hat bei seiner Entstehung die tertiären Schichten, welche Sicilien zusammensetzen, durchbrochen, doch sind in den tertiären Thonen von Catira auch schon vulkanische Gerölle eingeschlossen. Die Laven des Vulkans sind Dolerite, oft mit sehr deutlichen Feldspaten und Augiten. Die Sublimationen erscheinen mitunter in sehr reichlicher Menge und es gab Fälle, wo der ganze obere Theil des Berges durch Niederschläge von Chlornatrium und Salmiak wie beschneit aussah.

Pantellaria.

Diese Insel besteht aus einem Bergringe von trachytischer Lava. Der höchste Gipfel erhebt sich 2000 Fuss hoch und ist aus Bimsstein, Lava und Obsidian zusammengesetzt. In der Mitte liegt ein See in einem Kraterkessel, dessen Wasser erwärmt ist und von den zeitweise sich entwickelnden Gasen in lebhafte Wallung versetzt wird.

Linosa und *Lampedosa* zwischen Pantellaria und Malta, sind erloschene Vulkane, von denen der erstere noch vier Kratere hat.

Submariner Vulkan.

Unter 37° 2′ nördl. Br. und 30° 16′ östl. L.

von Ferro, war im Juli und August 1831 ein submariner Vulkan in Thätigkeit, durch welchen sich rasch eine grosse Insel, jedoch nur aus lockern Schlacken und Asche aufbaute. Diese, *Ferdinandea* genannte Insel, wurde schon wieder nach einigen Monaten von dem Meere hinweggespült.

Wahrscheinlich war es derselbe Vulkan, welcher schon 1701, wenn auch nicht genau an derselben Stelle, eine Insel erzeugt hatte.

Auch am 12. August 1863 begann an diesem Punkte wieder eine Eruption, infolge deren, nach mehrtägigen Explosionen, sich eine kleine aus Asche bestehende Insel mit einem thätigen Krater bildete, die aber bald wieder verschwand.

Sardinien.

An das granitische Gebirge, welches den Osten der Insel Sardinien einnimmt, lehnt sich gegen Westen ein 1200 Fuss hohes tertiäres Bergland. In diesem liegt der erloschene Vulkan *Monte-Ferru* (der Gipfel heisst Monte Urtica) 3231 Fuss hoch und in dessen Krater ist das Dorf Lissargiu erbaut. — Südlich davon ist ein weniger gut erhaltener Vulkan, Arci, vorhanden. In der Umgebung von Osila und Castelsardo findet sich viel Obsidian.

Spanien.

Spanien besitzt ein kleines vulkanisches Gebiet in Catalonien, wo noch jetzt ungefähr vierzehn vorhistorisch erloschene Kratere existiren, von denen der schönste bei der Stadt Olot liegt. Die niedrigen Kegel bestehen aus Lapilli und Schlacken von ganz frischem Aussehen.

Darauf folgen südlich, zwischen Valencia und der

Insel Majorca, die kleinen *Columbretes Inseln.* Eine grössere und mehrere kleinere Inseln bestehen aus den durchbrochenen Ringwällen erloschener Kratere, die aus Lava, Obsidian und Schlacken zusammengesetzt sind.

Noch weiter nach Süden erheben sich längs der Küste, von Cap San-Martin bis Cap de Gata, durch den District von Carthagena mehrere erloschene kleine Vulkankegel, mit theilweise gut erhaltenen Krateren.

Griechenland.

Methana.

Auf dem Festlande von Griechenland gibt es nur einen vulkanischen Punkt. Dies ist die *Halbinsel Methana.* Dieselbe besteht aus Trachyt und an ihrem äussersten Ende liegt, zwischen Trachyt und Kalkstein eingeklemmt, der 1250 Fuss hohe (eigene Höhe 600 Fuss) erloschene Vulkan aus rothbraunen Lavaschlacken und kleinen Lapilli aufgeschüttet. Der Krater hat noch eine Tiefe von 200—250 Fuss. Von dem Berge aus erstreckt sich ein mächtiger Lavastrom weit in das Meer hinein.

Der Vulkan entstand nach Pausanias und Strabo erst 375 v. Chr. Seitdem gab er kein Zeichen von Thätigkeit mehr, nur heisse Quellen entspringen in seiner Nähe bei Kounoupitsa.

Die Griechischen Inseln.

Die Cykladen bestehen aus zwei parallelen Inselreihen; der Fortsetzung der Gebirge von Euböa und Attika, mit denen auch ihre Gesteine übereinstimmen. Am südlichen Ende dieses Bergsystems jedoch liegt die vulkanische Gruppe: *Santorin, Milos, Kimolos, Polinos* und *Nysiros.*

Der bedeutendste dieser Vulkane ist *Santorin,* welcher

erst neuerdings durch seine grosse Eruption die allgemeine Aufmerksamkeit auf sich lenkte. Die Hauptinsel hat eine halbmondförmige Gestalt. Die Wände dieses Kraterwalles sind nach innen sehr steil und lassen den Durchschnitt der verschiedenen Schichten sehen, aus denen er aufgebaut ist, während sein Abhang nach aussen sanfter abfällt. An der Stelle wo der Wall durchbrochen ist, liegen die Inseln *Therasia* und *Aspronisi* und innerhalb des Kraterbeckens die kleinen Inseln *Palaeo-*, *Neo-* und *Mikra-Kaimeni.*

Nach den eingehenden Untersuchungen, welche die letzte Eruption veranlasste, war Santorin schon in der mittlern Tertiärperiode eine kleine, aus Kalk und Phyllit bestehende Insel, deren Spuren noch nachweisbar sind. Später kamen in ihrer Nähe submarine Ausbrüche vor, deren, von dem Meere nicht zerstörten Producte sich nach und nach mit der Insel vereinigten.

In der Steinzeit (man hat Reste derselben gefunden) ereignete sich eine grosse Eruption, durch welche Therasia und Aspronisi getrennt und der übrigbleibende Ringwall mit Bimssteintuff bedeckt wurde.

Aus der Eruption von 198 v. Chr. ging die im Krater liegende Insel Palaeo-Kaimeni hervor, ebenso, wie aus der von 1573 und von 1707—12 die kleinen Inseln Mikra- und Neo-Kaimeni, während die Ausbrüche von 19, 46, 726, 1457 und 1650 keine selbstständigen Spuren zurückgelassen haben.

Die neueste Eruption begann 1866 und dauerte fünf Jahre lang, bis zum Herbst 1870. Infolge davon entstand der Vulkankegel *Georgios,* der anfangs als selbstständige Insel in dem Umfang von Santorin erschien, aber bei zunehmender Vergrösserung sich als Halbinsel mit Neo-Kaimeni vereinigte Noch an einer andern Stelle wurde diese Insel durch mehrere, anfänglich selbstständige Inseln vergrössert.

Die Laven sind echte Trachytlaven, zuweilen sehr stark geschmolzen und bilden Uebergänge in Obsidian.

Milos ist nur zum Theil vulkanisch. Am nördlichen

Ende finden sich trachytische Massen, Bimsstein und Obsidian. Der mittlere Theil besteht aus Tuff, in welchem Solfataren, Thermen und Salzquellen liegen.

Polinos enthält stark zersetzte Trachytgesteine, an welchen die Einwirkung vulkanischer Dämpfe zu erkennen ist. Auch aus dem Meere steigen noch Gase auf.

Kimolos ist von Bimsstein, Tuff und trachytischer Lava bedeckt.

Nisyros weist einen grossen centralen, fast kreisrunden Krater auf und ist mit Bimsstein überschüttet. In dem 15. Jahrhundert soll eine Eruption stattgefunden haben und 1873 gerieth der Vulkan wieder in Thätigkeit.

Auch die Inseln *Antimolos*, *Polikandros*, *Falkonera*, *Karavi* und *Bellopilos* sollen vulkanisch sein.

Auf dem Studium der europäischen erloschenen und thätigen Vulkane beruht bisjetzt fast ganz die Kenntniss des Vulkanismus. Die Vulkane anderer Welttheile sind aber zum Theil noch viel grossartiger, sodass die Genauigkeit unserer Kenntnisse nicht immer mit der Bedeutung der einzelnen Vulkane im Einklang steht.

Afrika.

Im Verhältniss zu seiner Grösse besitzt dieser Welttheil nur wenig Vulkane, was vielleicht durch seine compacte Masse und geringe Küstenentwickelung bedingt ist.

Guinea.

Im innern Winkel des Meerbusens von Guinea erhebt sich das hohe *Camerongebirge*. Sein höchster Gipfel, unter 4° 12′ nördl. Br., welcher von den Eingeborenen *Mongo-ma-Lobah* genannt wird, soll ein

Hauptsitz vulkanischer Thätigkeit sein. Frische Schlacken und Lavaströme bedecken seine Abhänge. In dem dritten Jahrzehnt unsers Jahrhunderts soll ein Ausbruch stattgefunden haben.

Der *Kleine Cameron*, dicht an der Küste, und die etwas nördlichern Bergriesen *Rumby* und *Quaa* gelten ebenfalls als Vulkane.

Die Vulkane des Festlandes setzen sich in einer Inselreihe fort, in der

Fernan do Po zunächst, nur sechs Stunden von der Küste, liegt. Der *Clarence Peak* am Nordende der Insel zeigt zuweilen Feuerschein und Rauch. Auf seinem Gipfel befindet sich ein grosser Krater und an seinem Abhange sind mehrere kleine Kratere vorhanden.

St.-Thomé, ebenfalls vulkanischer Natur, höher und steiler, wie Fernan do Po.

Annobon ist wahrscheinlich ein erloschener Vulkan. Zahlreiche isolirte Kegelberge aus Schlacken und Lava gruppiren sich um einen kreisrunden See, dessen Umwallung gleichfalls aus Asche und Lava besteht.

Zu dieser Vulkanreihe gehört auch wol der submarine Vulkan, welcher zwischen 0,2° und 2° südl. Br., auf einem Raume mehrerer Längengrade seit 1747 sechs Ausbrüche gehabt hat; der letzte erfolgte im Jahre 1838.

Südliches Afrika.

Nahe dem 10° südl. Br. befindet sich, dicht an der Küste, auf dem Festlande der mächtige Vulkan *Zambi*. Derselbe ist beständig in einer lebhaften Solfatarenthätigkeit begriffen; vielleicht hat er auch noch wirkliche Eruptionen, da zuweilen Feuerschein und Rauch an seinem Gipfel sichtbar werden sollen.

Tiefer landeinwärts, und etwas nördlicher, liegt der Vulkan *Pembo*, über den noch keine nähern Angaben vorliegen.

Die dem Festlande nahegelegenen kleinen *De Los Inseln*, nördlich von Sierra Leone, werden auch für vulkanische Inseln gehalten.

Ostseite von Afrika.

Auf der Ostseite von Afrika trifft man von Süden her zunächst auf einen Vulkan an der Küste von Mozambique, welcher zu einem grössern vulkanischen Gebiete gehört, das sich über die Comoro-Inseln und einen Theil von Madagascar erstrekt.

Auf der Nordwestspitze von Madagascar werden nämlich vier thätige Vulkane angegeben. Zweifelhaft ist es, ob auch die Ramadaberge und die Bergkegel bei Keyvoondza vulkanisch sind.

Die Comoro-Inseln enthalten zwei thätige Vulkane, von denen der grössere, *Ngazia*, Lava ergiesst. Er hatte 1830, 1855 und 1858 sehr bedeutende Ausbrüche. — Südöstlich davon besitzt die kleine Insel *Pamanzi* einen Vulkan mit grossem Krater, welcher nach einigen Angaben erloschen, nach andern noch thätig sein soll.

Der kleine Inselvulkan *Mayate*, nicht weit davon, ist unzweifelhaft erloschen.

Unter 2° südl. Br. wurden zwei Vulkane entdeckt, der eine von Rebmann, der andere von Short. Beide Berge sollen die Schneegrenze erreichen.

In der äquatorialen Gegend des Festlandes von Ostafrika beginnt ein ungemein grossartiges vulkanisches Gebiet, das sich längs der Küste gegen Norden ausdehnt und weit landeinwärts reicht. Die Mehrzahl dieser Vulkane ist freilich erloschen, aber unter der Menge von Kegeln, der ungeheuern Zahl von Krateren und den gewaltigen Lavamassen befinden sich auch noch einige thätige Vulkane. Zu diesen gehört der *Doenyo-Mburo* und weiterhin unter 9° nördl. Br. der *Sabu*, der noch in diesem Jahrhundert einen Ausbruch hatte. Ihm benachbart ist der *Winzegoor*, welcher

ebenfalls vor noch nicht sehr langer Zeit durch eine Eruption seinen thätigen Zustand zu erkennen gab. — Von dem Vulkan *Fantâli* sind Eruptionen nicht mit Sicherheit bekannt, obgleich er für thätig gilt. — Mitten unter vielen erloschenen Vulkanen erhebt sich, in der Nähe der Stadt Ankobar, der *Dofâne*, eine lebhafte, stark rauchende Solfatara, welche sich durch die grossen Schwefelmassen auszeichnet, die sie beständig sublimirt.

Ebenso reich an erloschenen Vulkanen ist Abessynien. Viele derselben sollen noch zu der Zeit der Ptolomäer in Thätigkeit gewesen sein. Besonders zahlreich sind die Vulkane in der Umgebung des Dembeahsees. Zwei derselben haben den Namen *Alequa*; der eine liegt am Takkazze, der andere in der Provinz Agamé. Drei Vulkane südöstlich von Massowah scheinen noch nicht erloschen. Der Dschebbel *Dubbeh*, 13° 57′ nördl. Br. zwischen Massowah und Bab-el-Mandeb, war im Mai 1861 in Thätigkeit.

Dieser ganze Küstenstrich wird auch von einer Reihe vulkanischer Inseln begleitet. *Perim*, ein vom Meere durchbrochener Kratervulkan, der jetzt einen trefflichen Hafen bildet, scheidet die Strasse Bab-el-Mandeb in zwei Kanäle. — Südlich davon, unter dem 11 und 12° nördl. Br. ist der schöne Golf *Gubet-Harab* gleichfalls aus einem Krater entstanden und wird noch von zahlreichen heissen Quellen umgeben.

Nördlich von Bab-el-Mandeb folgen zunächst 12° 50′ und 13° nördl. Br., die vulkanischen Inseln *Abeïlat* und die *Baheme-Inseln* mit zahlreichen niedrigen Eruptionskegeln; dann die vulkanreichen *Zeybeyar-Inseln* 15° 7′ nördl. Br. — Der Vulkan *Saddle-Insel* soll im Jahre 1824 in Eruption gewesen sein und gegenwärtig stösst er noch grosse Rauchmassen aus. In dem gleichen Zustand befindet sich der *Dschebbel Tarr* oder *Dukhân*, dessen letzte Eruption 1834 stattfand.

Asien.

Kleinasien und Westasien.

Oestlich von Smyrna trägt ein vorhistorisch erloschenes Gebiet die Spuren der frühern vulkanischen Thätigkeit so deutlich an sich, dass man schon im Alterthum die Beschaffenheit dieser Gegend erkannte und ihr den Namen *Katakekaumene* beilegte. Die tertiären Schichten am Hermus sind mit Lava und Schlacken überschüttet, aus denen sich etwa dreissig Kegel mit Lavaströmen erheben. Die Kratere sind jedoch fast alle undeutlich, die Schlacken in Zersetzung und theilweise mit Vegetation bedeckt.

Nur drei Vulkane scheinen jünger zu sein. Der eine, *Kara-dewit* bei der Stadt Koola, 520 pariser Fuss hoch, hat aus dem wohlerhaltenen Krater einen Lavastrom ergossen; der zweite, zwischen Sandal und Megne, besitzt einen grossen, nahezu zweihundert Fuss tiefen Krater; der westlichste, *Kaplan-Alan*, hat seine Umgebung mit Lava übergossen; der Krater ist gross und vollkommen wohlerhalten.

Im Taurusgebirge kommen mehrere Vulkane vor. Der *Hassan-Dagh* (8000 Fuss hoch) besteht aus Trachyt und wird von mehrern Eruptionskegeln und Lavaströmen umgeben. In diesem Trachytgebiet enthält nur das Thal Tatlar doleritische Massen. Zwischen dem Dorfe Tatlar und der Stadt Neochehr ist die Gegend mit kleinen Schlackenkegeln bedeckt.

Der *Argäus* 38° 30′ nördl. Br., auf der Nordseite des Taurus, beherrscht ein grosses trachytisches Vulkangebiet von 300 Quadratmeilen im Umfange, also siebenmal so gross, wie das Gebiet des Aetna. — Der Argäus (Erdjids-Dagh) in Kappadocien erhebt sich 12,195 pariser Fuss hoch. An seinem südlichen Fusse befinden sich zahlreiche trachytische Hügel, von denen mehrere Kratere besitzen, wie der Karny-Yarak. In

7500 Fuss Höhe breitet sich eine Terrasse aus, welche dieselbe Bedeutung hat, wie das Atrio del cavallo, denn von hier steigt der neuere Vulkan als gewaltiger Kegel auf. Der Krater besteht aus einem ungeheuern Kessel, auf dessen Wänden stellenweise ewiger Schnee liegt; gegen Nordost ist er geöffnet. Der Ostabhang des Eruptionskegels wird von tiefen, an die Barrancos erinnernden Schluchten zerschnitten. — Der Argäus ist noch in historischer Zeit (nach dem Berichte von Strabo) thätig gewesen; nach Tschihatscheff reicht seine Thätigkeit sogar wahrscheinlich bis in das 4. Jahrhundert.

Am nördlichen Ufer des Wansees ist der über zehntausend Fuss hohe *Sipan-Dagh* vulkanisch, aber wahrscheinlich erloschen, und südlich von diesem See gilt der *Sindjar* als Vulkan.

Erst im Jahre 1862 hat Abich auf der Wasserscheide zwischen Euphrat und Araxes, 39° 43′ nördl. Br. und 61° 33′ östl. L., den Vulkan *Tandurek* aufgefunden, welcher mit dem später von Taylor entdeckten Sunderlik-Dagh identisch ist. Seine Höhe beträgt 11,697 englische Fuss und der Durchmesser des Kraters 2000 Fuss. Rauch steigt aus dem Krater auf und eine Menge heisser Quellen entspringen in seiner Umgebung.

Das Plateau von Kar und Songanlug, am östlichen Ufer des Araxes, ist von kolossalen vulkanischen Massen bedeckt, unter denen sich der *Atah-Dagh* erhebt und südlich von dem Araxes der *Takal-Tau.*

Der bedeutendste Berg Armeniens, der *Ararat*, 39° 42′ nördl. Br., 41° 57′ östl. L. von Paris, ist ein 17,250 engl. Fuss hoher Vulkan, der sich bis in das 15. Jahrhundert in Thätigkeit befand. Die Lava brach stets tief am Abhange hervor.

Durch grosse Lavaströme gibt sich auch der längst erloschene *Kleine Ararat* als Vulkan zu erkennen. Im Nordosten von Erivan, am Sewangasee, sind mehrere Kratere mit basaltischer Lava. Nicht näher bekannt

ist der armenische Vulkan *Akal-zikhe* mit den ihn umgebenden Schlackenkegeln.

Zwischen dem Kaspischen See und den Ebenen von Persien steigt der Vulkan *Demawend* mehr als dreizehntausend Fuss hoch an. Von Zeit zu Zeit raucht der Hauptkrater und in zahlreichen kleinen Seitenkrateren findet sich Schwefel.

An der Ostseite des Kaspischen Meeres, an der Bucht Mangischlak stösst der Vulkan *Abischtscha* beständig Dämpfe und Schwefelgase aus.

Die Vulkane des Kaukasus erreichen eine sehr bedeutende Höhe. Der *Elbrus*, 18,000 engl. Fuss hoch, und der *Kasbek* besitzen grosse Kratere, von denen der des Elbrus mit Wasser angefüllt ist. Von letzterm ergossen sich Lavaströme, welche, wie die meisten kaukasischen Laven, zu den Andesiten gehören und die sich bis zu der gleichnamigen Stadt erstrecken.

Der Vulkan *Tschegem* hat auf dem Gipfel keinen Krater. *Pasemta* und Savalan sind noch wenig bekannt. Am Wege nach Tiflis liegen die drei Rothen Berge, von rothgefärbtem Lapilli gebildet. Auch zahlreiche und mächtige Lavaströme sind von ihnen ausgegangen. Der *Alaghez* ist noch im Solfatarenzustand und zeichnet sich durch seine reiche Schwefelproduction aus.

Ein bisher noch nicht bekannter Berg gerieth am 11. August 1866 in Eruption, der *Degneh*, im District Kobistan, 49 Werst von dem durch seine Erdbeben in letzter Zeit berühmt gewordenen Schemacha. Der Ausbruch erfolgte hauptsächlich aus zwei Oeffnungen, doch soll Feuer (Lava?) aus mehr als vierhundert Kegeln gekommen sein. Unter den Producten war auch ein grosser Schlammstrom.

Arabien.

Das vulkanische Gebiet der Westküste und der Inseln des Rothen Meeres reicht noch auf die Ostküste hin-

über. Vom 15° nördl. Br. an zieht sich eine Vulkanreihe längs der Westküste und an einem Theile der Südküste von Arabien hin.

Im Thale Sehadô bei Medina hat ein Vulkan durch eine furchtbare Eruption im 13. Jahrhundert sein Andenken bis heute wach erhalten.

Der Raum zwischen Stadt und Hafen von Aden enthält zahlreiche erloschene Kraterberge, deren höchster der *Schamscham* ist. Die Stadt Aden selbst ist in einem dieser Kratere erbaut.

An der Südküste werden die Vulkane *Kurruz*, *Asses Eors* und *Hassan* angegeben. Der *Bir Bahut* oder *Albir Hut* gehört noch zu den thätigen Vulkanen.

Auf der Ostküste Arabiens sind Bimsstein und Obsidian an der Strasse von Ormuz nachgewiesen und auf den Maudesinseln deuten reiche Schwefellager zwischen Schlacken und Lava ebenfalls auf vulkanische Thätigkeit hin.

Centralasien.

Die Vulkane Centralasiens bieten das einzig dastehende Beispiel thätiger Vulkane inmitten eines grossen Continents, sehr weit von allen Meeren.

Ein vulkanischer Bezirk breitet sich, nach Semenow, zwischen dem 42° und 44° nördl. Br. aus. Vier Punkte werden darin speciell als Vulkane bezeichnet: 1. *Boschan*, 42° 25′ oder 42° 35′ nördl. Br., wenig nördlich von der Stadt Kut-sche. Ein chinesischer Bericht des 7. Jahrhunderts sagt: „Der Boschan stösst beständig Rauch und Flammen aus. Auf einer Seite brennen alle Steine, schmelzen und fliessen ein Dutzend Li weit. Die geschmolzene Masse erhärtet bei der Abkühlung. Hier wird auch Schwefel gewonnen.“ Die Salmiakbildung ist so reichlich, dass die Bewohner ihren Tribut damit entrichten.

2. *Solfatara von Urumtsi* (Ou-lu-mot-si der Chinesen). Eine chinesische Geographie von 1777 erzählt, dass beständig „fliegende Asche“ ausgeworfen werde.

3. *Turfan* oder Hot-scheu, 105 geographische Meilen von dem Boschan, ist ein isolirter Kegel, welcher fortwährend in der Nacht leuchtenden Rauch ausstösst.

4. *Aral-Tjube*, eine Insel im See Alak-Kul, 455 Werst von Semipalatinsk, soll früher Flammen ausgestossen haben. (Schrenk will 1841 nur Porphyr und Thonschiefer gefunden haben).

Ein zweites vulkanisches Gebiet, *Ujung-Holdongi*, befindet sich 25 Werst von der Stadt Mergen am Noni, einem Nebenfluss des Sungari und somit auch des Amur. Es scheinen zahlreiche kleine Vulkankegel vorhanden zu sein, die jedoch nur selten in Eruption gerathen. Aus chinesischen Berichten geht hervor, dass sich daselbst 1721 durch einen ein Jahr anhaltenden Ausbruch ein neuer Vulkan, 800 Fuss hoch, bildete.

Indien.

Am westlichen Fusse des Ghatgebirges werden von Clark eine ganze Reihe erloschener Vulkane angegeben. Es scheint jedoch noch nicht sicher, ob hier echte Vulkane oder Basalte vorkommen. Ebenso unsicher ist die Existenz der Vulkane auf der Halbinsel Cutsch, unter welchen der *Dendur* 1819 eine Eruption gehabt haben soll.

An der Küste von Koromandel, ganz nahe bei Pondichery hatte 1757 ein submariner Vulkan einen Ausbruch. Es erschien auch sogar eine Schlackeninsel mit Krater über dem Meere, welche jedoch den Wogen nicht Widerstand leisten konnte und bald wieder verschwand.

Kamtschatka.

Die Halbinsel Kamtschatka wird, annährend vom 51° bis 56° nördl. Br., von drei parallelen Bergketten durchschnitten. Die mittlere soll aus Trachyt und Lava bestehen und fast jeder Berg soll einen erloschenen Krater besitzen; doch ist das ganze Gebirge sehr unbekannt.

Die östliche Kette, in der die höchsten Berge vorkommen, enthält noch viele thätige Vulkane. Nach K. von Ditmar gibt es in Kamtschatka 38 Vulkane, darunter noch 12 thätige.

Schon bei 62° nördl. Br. beginnen heisse Quellen, aber zwischen 58° und 57° nördl. Br., wo die Kette der Aleuten Kamtschatka trifft, treten die ersten erloschenen Vulkane auf und erstrecken sich, zwischen 55° und 54° am dichtesten, bis zu der Südspitze.

Die thätigen Vulkane sind:

1. *Schewelutsch*, 56° 40′ nördl. Br., etwa 9890 Fuss hoch, ganz isolirt und von kleinen Seen umgeben. Die letzte Eruption war 1854.

2. *Kliutschewskaja Sopka*, 54° 8′ nördl. Br., der höchste Vulkan der Erde, indem derselbe direct vom Meere bis 15,040 Fuss aufsteigt. In ewigem Schnee liegt der 2220 Fuss im Durchmesser haltende Krater, welcher sehr häufig den Eruptionen zum Ausweg dient. Die Eruptionen dauern gewöhnlich kurz. Nur von 1727—31 hielt ein Ausbruch mehr als drei Jahre an. Dann folgten Ausbrüche 1767, 1795, 1825, 1841 und 1854. Die Laven sind Dolerite, welche oft grosse Labradore enthalten. Es ereignet sich in Kamtschatka manchmal, dass nahe gelegene Vulkane gleichzeitig in lebhafter Thätigkeit begriffen sind. Im Jahre 1854 waren Kliutschewskaja, Schewelutsch und Sämätschik gleichzeitig in Eruption, ebenso 1731 Kliutschewskaja und Awatscha. Der oft angenommene Zusammenhang zwischen Schewelutsch und Kliutschewskaja bestätigt

sich nicht immer; 1735 und 1824 war der Schewelutsch in Ruhe und letzterer allein in Thätigkeit.

3. *Grosse Tolbatscha,* 55° 15′ nördl. Br., 7800 Fuss hoch, zwischen zwei Flüssen, mit ungeheuerm stets dampfendem Krater, an dem man hier und da Feuerschein bemerkt. Eine sehr heftige Eruption hat 1739 stattgefunden.

4. *Kisimen*, 55° nördl. Br., ein sehr hoher, aber spitzer Kegel, welcher erst neuerdings Dämpfe auszustossen begann.

5. *Uson*, südlich vom Kranozksee, ein mächtiger Vulkan mit kreisrundem Krater, dessen Durchmesser mehr als eine Meile beträgt. Schwefellager und heisse Quellen bedecken ihn.

6. *Kichpinitsch*, südöstlich von dem Uson, ein früher beständig dampfender Kegel.

7. Der *Grosse Semätschik* am gleichnamigen Flusse, brach vor etwa siebzig Jahren in sich zusammen; vor zwanzig Jahren begann er wieder zu dampfen.

8. Der *Kleine Semätschik*, ein abgestumpfter Kegel, der 1854 eine Ascheneruption hatte.

9. *Jupanow*, 53° 32′ nördl. Br., ein spitzer, 8496 Fuss hoher Kegel, dessen Gipfel immerfort dampft.

10. *Awatscha,* 53° 17′ nördl. Br., 8214 Fuss hoch. In dem Reste eines grossen alten Kraters erhebt sich der eigentliche Eruptionskegel und am Abhange des Berges liegen parasitische Kegel. Heftige Eruptionen fanden 1737 und 1827 statt. Die Lava der letztern breitete sich in der Umgebung weit aus und bedeckte sich mit kleinen Schlackenkegeln. Im Jahre 1855 erfolgte wieder ein Ausbruch.

11. *Asatscha*, 52° 2′ nördl. Br., hatte 1828 einen grossen Ausbruch, durch welchen sein Gipfel einstürzte die Asche flog bis Peter- und Paulshafen.

12. *Tschaochtsch*, am südwestlichen Rande des Kurilischen Sees.

Die bekannten erloschenen Vulkane sind: 13. *Uschinskaja Sopka,* 56° nördl. Br., stürzte in historischer Zeit

zusammen und besitzt noch eine Höhe von 10,998 pariser Fuss. 14. *Krestowskaja Sopka*, 56° 4′ nördl. Br., mit ewigem Schnee bedeckt; 15. *Kleine Tolbatscha.* 16. *Kronozkaja Sopka*, 54° 8′ nördl. Br.; 17. *Unana.* 18. *Taunjitz*; 19. *Hamtschen*; 20. *Backening*, 54° nördl. Br., an den Quellen des Kamtschatkaflusses; 21. *Koriatzkaja Sopka*, 53° 19′ nördl. Br., 11,090 pariser Fuss hoch, hat einst gewaltige Lavaströme ergossen; 22. Insel *Chlebalkin*, am Südufer der Awatschabai; 23. *Wiljatschinskaja Sopka*, 52° 51′ nördl. Br., 6918 pariser Fuss hoch; *Poworotnaja Sopka*, 52° 22′ nördl. Br., 7442 pariser Fuss hoch; 25—28. südlich von dem letztgenannten, bis Cap Lopatka gibt es vier erloschene Vulkane; 29. *Wine*, am Nordende des Kurilischen Sees; 30. *Utasut*, östlich davon, mit einer Solfatara; 31. *Golygina*, 52° 15′ nördl. Br.; 32. *Ksudatsch*, an der Quelle des Bauniu; 33. *Apatscha.* Im Westen der Halbinsel: 34. *Sissel*, 57° 30′ nördl. Br., ein spitzer hoher Kegel; 35. *Piroschnikow-Chrebet*; 36. *Tepana*, an der Quelle des Tigil; 37. *Belaja Sopka*, 56° 10′ nördl. Br.; 38. *Eleuleken*, südöstlich von Kawran.

Aleuten.

Die Aleuten und Fuchsinseln bilden eine gekrümmte Reihe hoher Gipfel, gleichsam eines unter dem Meere liegenden Gebirgswalles, welcher Asien und Amerika verbindet zwischen Kamtschatka und Alaschka.

Von der amerikanischen Seite nehmen die Berge gegen Asien hin an Höhe ab und sind weniger wild und steil. Die Inselreihe zählt 48 Vulkane, die alle in neuerer Zeit thätig waren. Sie beginnt mit

Klein Sitchin, 51° 59′ nördl. Br., 177° 26′ östl. L. von Paris, nächst dem asiatischen Festlande.

Semisopotschny, mit sieben Vulkankegeln.

Insel *Gorely*, 51° 47′ nördl. Br., ein 5334 Fuss hoher und stets rauchender Vulkan.

Tanaga, 51° 55′ nördl. Br., 177° 30′ östl. L. von Paris, an Umfang wahrscheinlich der grösste Vulkan der Aleuten mit mehrern Gipfeln, deren höchster raucht. Schon in halber Bergeshöhe beginnt der ewige Schnee.

Kanaga, 52° 1′ nördl. Br. In dem Krater dieses sehr hohen Berges wird viel Schwefel gefunden und an seinem Fusse entspringen heisse Quellen.

Ost-Sitkin, 52° 4′ nördl. Br., 178° 22′ östl. L., mit einem 4500 Fuss hohen Vulkan.

Atcha, mit drei thätigen, d. h. rauchenden Vulkanen; nämlich: Kliutschewskaja, mit mehrern kleinen Krateren, die periodische Eruptionen haben; Korowin, 4538 pariser Fuss hoch, auf der nördlichen Halbinsel und ein ungenannter Vulkan am Nordostende.

Siguam, mit kleinem, zuweilen rauchendem Vulkan.

Amuchta, welcher 1786 einen Ausbruch gehabt haben soll, scheint jetzt erloschen.

Junaska, 52° 40′ nördl. Br., 127° 78′ östl. L.; durch einen Ausbruch des im östlichen Theile der Insel gelegenen Vulkans wurde sie im Jahre 1824 gründlich verändert.

Tschegulak, *Ulliaghin*, *Tunakh Angunakh* und *Kigamilach* sind kleine vulkanische Inseln.

Die grosse Insel *Umnak* enthält zwei thätige Vulkane, *Wsewidok*, 53° 15′ nördl. Br., 8868 Fuss hoch und *Tulisk*.

Durch den submarinen Ausbruch von 1796 entstand 53° 56′ nördl. Br. die Insel *Joanna Bogoslawa*, die bis 1818 beständig zunahm, wo sie vier geographische Meilen im Umfange und eine Höhe von 2100 Fuss erreichte.

Die grösste Insel, *Unalaschka*, ist nicht ganz vulkanischer Natur. Im Westen erhebt sich der Vulkan *Makuschin*, der 1826 eine Eruption hatte; 1820 fand eine Eruption am Nordende der Insel statt.

Akutan, mit einem Berge, auf dessen Gipfel (3880 Fuss hoch) sich ergiebige Schwefelgruben befinden.

Akun, 54° 17′ nördl. Br.

Unimak, ganz nahe an Alaska, enthält sechs Vulkane: *Schischaldinskoi*, 54° 45′ nördl. Br., ein 7578 Fuss hoher Kegel. Er stürzte 1795 theilweise ein, ist aber beständig thätig. *Progomnoi*, 8460 pariser Fuss hoch, und zwischen beiden der *Peak Desolatione*, der 1863 eine Eruption hatte. Die drei übrigen haben keine eigenen Namen.

Amak, mit einem erloschenen Vulkane, unter 55° 25′ nördl. Br.

Insel *Shuam-Shu*, bei Alaska, hatte am 22. Juni 1856 eine Eruption.

Kurilen.

Die Kurilen schliessen sich in einer, von Nordosten nach Südwesten etwas gekrümmten Linie an den südlichsten Vulkan von Kamtschatka an und erstrecken sich bis in die Nähe des Cap Broughton, dem nördlichsten Vorgebirge von Jeso, 180 geographische Meilen lang. Sie enthalten zwanzig Vulkane, unter denen zehn thätige.

Alaid, 50° 54′ nördl. Br., 153° 12′ östl. L. von Paris; dieser über zehntausend Fuss hohe Vulkan hatte 1776 und 1793 Eruptionen und ist seitdem eine stets thätige Solfatara.

Die Insel *Poromuschir* soll mehrere Vulkane enthalten, von denen einer unter 50° 15′ nördl. Br. gleichzeitig mit dem Alaid 1793 in Eruption war. Von andern wird die Existenz von Vulkanen auf dieser Insel ganz geleugnet.

Auf der Insel Orokotan liegen drei Vulkane: 1. *Porussyr*, inmitten eines grossen Sees; 2. *Amka-ussyr*, ebenfalls in einem See; 3. *Asir-mintir*, auf der Nordspitze.

Die Insel *Chiachkotan* besitzt zwei Vulkane, von denen der eine 1855 in Eruption begriffen war.

Simnarka, 48° 53′ nördl. Br., 151° 48′ östl. L., hat

früher eine heftige Eruption gehabt, in neuerer Zeit sich jedoch ruhig verhalten.

Raukoko, 48° 16′ nördl. Br., 150° 55′ östl. L., ist ein seit 1780 stets thätiger Vulkan.

Auf Matua, 48° 6′ nördl. Br., liegt der 4227 Fuss hohe thätige Vulkan *Sarytschew.*

Auf *Uschischir* befindet sich ein erloschener Vulkan.

Schimuschir, eine Insel, welche den in Ruhe befindlichen Vulkan *Itakioi*, oder *Pic Peyrouse* oder *Pic Prevost* trägt.

Tschirpooi, 46° 29′ nördl. Br., 148° 13′ östl. L., ein Vulkan, über dessen Zustand nichts bekannt ist.

Am nördlichen Ende der grössten Insel der Kurilen, *Iturup*, 45° 30′ nördl. Br., erhebt sich ein stets thätiger Vulkan.

Die Insel Kunasiri, 44° 3′ nördl. Br., enthält den Vulkan *Tschatschanaburi.*

Japan.

Jeso, Nipon und Kiusiu, die drei Hauptinseln Japans, enthalten, ebenso wie viele der kleinen Inseln Vulkane, von denen jedoch nur ein Theil bekannt ist.

Unfern des Nordwestcap Romanzow liegt auf einer kleinen Insel der *Pic de Langle*, 3078 pariser Fuss hoch; ein bedeutender Vulkan.

Auf Jeso existiren nach Siebold 17 Vulkane, darunter zwei thätige, der *Usaga-dake* im Norden der Insel der höchste Berg und der *Kajohori.* Von den erloschenen sind folgende Namen bekannt: *Outschioura* bei Chakodade; *Osonga-dake*; *Ou-oussou-yama*, auf der Südspitze, und der *Ghinzon* oder *Yo-ou-beri.*

Die Insel *Oosima*, 41° 21′ nördl. Br., trägt einen mächtigen, stets rauchenden Vulkan; aus dem eingesunkenen Kraterkessel quillt weisser Rauch in dicken Wolken und ein Lavastrom erstreckt sich gegen Süden bis an das Meer.

Koosinma, 41° 21′ nördl. Br., ein kleiner stets rauchender Inselvulkan.

Pic Tilesesius oder *Iwaki-yama*, 40° 37′ nördl. Br. und 137° 50′ östl. L., an der Nordwestküste von Nipon, ist den grössten Theil des Jahres mit Schnee bedeckt.

Yaké-yama, ein stets thätiger Vulkan im äussersten Norden von Nipon.

Jesan, nahe bei Nambu, durch grosse Bimssteineruptionen bekannt.

Asama-yama, 36° 12′ nördl. Br., in der Provinz Sinano, bei der Stadt Komoro. Schon aus dem Jahre 864 ist eine Eruption dieses Vulkans bekannt; eine der furchtbarsten Eruptionen der Geschichte hatte er 1783 und blieb seitdem stets thätig. Die letzte, sehr heftige Eruption fand 1870 statt.

Fusi-no-yama, 34° 50′ nördl. Br., südwestlich von Jeddo, 12,235 engl. Fuss hoch, besteht aus einer regelmässigen, mit ewigem Schnee bedeckten Pyramide. Nach der japanischen Tradition soll dieser Vulkan erst 286 v. Chr. entstanden sein. Unter den zahlreichen Eruptionen sind die von 798, 800, 863, 937, 1032, 1083 und 1707 besonders bemerkenswerth.

Sirama-yama ebenfalls mit ewigem Schnee bedeckt, im Westen der Insel, hatte 1239 und 1554 Eruptionen.

Uschiuru-yama an der Volcano Bai, wurde am 1. September 1865 erstiegen. Der Krater hat drei Viertel englische Meilen von Osten nach Westen im Durchmesser und dampft an verschiedenen Stellen. An derselben Bai sind noch drei thätige und drei erloschene Vulkane.

Komanartaki, ebenfalls von Forbes besucht. Es hatte der Vulkan 1796 und 1855 Eruptionen. Von hier aus sah Forbes in der Ferne, bei Endermo, einen Vulkan in voller Thätigkeit.

An der Südostküste von Nipon steigen aus dem Meere die Vulkane *Vries* und *Noki-Sima* auf.

Die Halbinsel Simabara bei Nangasaki besteht aus dem Vulkan *Usen*, 32° 4′ nördl. Br. Derselbe ist ein

breiter regelmässiger Kegel, 3856 pariser Fuss hoch, von wunderbar schöner Form. Gegenwärtig dampft er nur schwach, dagegen hatte er 1793 eine furchtbare Eruption, infolge deren er theilweise zusammenbrach und Ströme siedenden Wassers ergoss.

Biwono-Kubi, ganz nahe dem vorigen. Er ging kurz nach dem Usen 1793 in Eruption über und zu gleicher Zeit auch der

Miyi-yama, welcher damals einstürzte.

Aso-yama, ein thätiger Vulkan an der Westküste von Kiusiu, an dem Schwefel und Alaun gewonnen werden.

Pic Horner und *Tsuruma* in der Provinz Bungo, sollen erloschene Vulkane sein.

Im Innern der Bai von Kangosima erheben sich die erloschenen Vulkane *Sakura* und *Mitakenima.*

Kirisima, 31° 45′ nördl. Br., ein nicht näher bekannter Vulkan.

Iwosima, 30° 43′ nördl. Br., 2346 englische Fuss hoch, ein Inselvulkan im Solfatarenzustand.

Auf Sikolf gehört der *Ko-Fusi* wahrscheinlich zu den erloschenen Vulkanen, die beiden *Twogasima* und, *Yarabusima* zu den thätigen, von denen der erstere ungeheuere Schwefelmassen enthält. Weiter südlich ist noch der *Futsisio* zu erwähnen.

Die Reihe der Kurilen und japanischen Inseln setzt sich südwärts in den kleinen Lutschu-Inseln fort. Dort sind der *Yakunosima*, *Tanega-sima* und, im Nordosten von Lutschu, die dampfende Insel *Lung-hoang-schan* Vulkane.

Die kleine Insel *Sumasesima*, 29° 39′ nördl. Br., sah Belcher in Eruption. Sie ist 2803 engl. Fuss hoch und gewöhnlich im Solfatarenzustand.

Formosa.

In der Nähe der Insel Formosa existiren mehrere submarine Vulkane. Unter 20° 56′ nördl. Br., 134°

45′ östl. L. von Paris fand 1850 ein Ausbruch statt. Eine andere Eruption erfolgte am 29. October 1853 unter 24° nördl. Br., 121° 50′ östl. L. und 1854 an einem andern, Formosa noch näher gelegenen Punkte.

Unter den vier Vulkanen von Formosa gibt es mindestens drei thätige: 1. *Lieu-huang-schan*, der nördlichste, an verschiedenen Stellen in Thätigkeit; 2. *Ho-schan*, ebenfalls thätig; 3. *Phy-nan-my-schan*, auf dem zuweilen Feuerschein erblickt wird. 4. *Tschy-kang*, der südlichste, ist erloschen und enthält einen See mit heissem Wasser.

Dicht an der Halbinsel Korea liegt der Inselvulkan Tsinmura oder Tanto, welcher erst 1007 entstand.

Philippinen.

Auf den nördlich gelegenen kleinen Bajubanesinseln sind mehrere thätige Vulkane bekannt. Der eine Claro Babyan, 19° 27′ nördl. Br., 119° 42′ östl. L., ist beständig thätig und hatte 1831 einen Ausbruch; der zweite auf *Camigiun*, 18° 54′ nördl. Br., 119° 32′ östl. L., dient durch seinen beständigen Feuerschein als Leuchtthurm; der dritte, *Didica*, entstand erst 1856 zwischen den gleichnamigen Klippen und war 1860 schon 700 Fuss hoch.

Die Grundlage der Philippinen sind krystallinische Schiefer, worauf tertiäre und noch jüngere Ablagerungen, besonders gehobene Korallenriffe, folgen. Die Trachytberge sind jünger, wie der Nummulitenkalk. Alte Sedimentschichten sollen im Norden von Luzon und auf Cebu vorkommen, an ersterer Stelle auch Granit.

Auf Mindanao war der *Serangani* in historischer Zeit thätig. Der *Sujul* 7° 38′ nördl. Br. und *Davao* sind wahrscheinlich noch thätig. Erloschen ist der *Kalagan* bei dem Vorgebirge San-Augustin 6° 34′ nördl. Br., 123° 26′ östl. L. An der Südwestspitze, unter

5° 44′ nördl. Br. liegt der *Sanguil*, welcher 1645 in Eruption war.

Am Nordende von Negro sah Semper den 5000 Fuss hohen Vulkan Malespina stark rauchen.

Die kleinen Inseln Camiguin*, Bohol und Cebu wurden 1871 von heftigen Erdbeben heimgesucht, bis am 1. Mai bei dem Dorfe Catarman der Vulkan *Ruwang* in Eruption gerieth und grosse Massen von Rauch, Asche und Schlacken ausstiess.**

Auf der Insel Leyte liegen die Solfataren *Dagami* und *Danon*. Die Insel Fuego, 19° 6′ nördl. Br., 121° 8′ östl. L., trägt den thätigen Vulkan *Siquihor*.

Am vulkanreichsten ist die grosse Insel Luzon. An ihrer Nordspitze liegt der *Cagua*, 2489 pariser Fuss hoch, Rauch ausstossend. Davon weit entfernt, aber durch erloschene Vulkane damit verbunden, folgen drei andere thätige Vulkane *Taal*, *Albay* und *Bulusan*.

Der Taal, nur 870 pariser Fuss hoch, erhebt sich in der grossen Laguna de Bombon, südlich von Manila, 14° nördl. Br., 118° 13′ östl. L., durch eine zwei Meilen breite Landenge von Trachyttuff vom Meere getrennt. In dem grossen Hauptkrater befinden sich vier stark rauchende Kegel; Lava und grosse Blöcke bedecken die äussern Abhänge. Bei der letzten grossen Eruption 1716 und 1754 wurde nur Asche, aber keine Lava erzeugt.

Der Albay oder Mayon hatte viele grosse Ausbrüche, durch welche Schlamm- und Lavaströme und Asche erzeugt wurden. Seine Haupteruptionen sind: 1766, 1800, 1814, 1854 und December 1871. Er ist etwa 7000 Fuss hoch.

Den 5000 Fuss hohe Bulusan sah Jagor rauchen. Er ist der südlichste der zehn Vulkane auf der Halbinsel Camarines. Die Namen der übrigen sind: *Ysarog*, *Masaraga*, *Babacay*, *Lobo*, *Bonotan*, *Buji*, *Yriga*, *Colasi*.

---

* Es gibt zwei Inseln Camiguin; die eine nördlich von Luzon, die zweite zwischen Mindanao und Siquihor.

** Im Mai 1874 erfolgte abermals eine Eruption.

Aringuay, nahe der Westküste von Luzon, hatte gleichzeitig mit dem Sanguir 1641 eine Eruption.

Südlich der Laguna de Bay liegen der *Majaijai*, *Malavarat* und *Maquilin*, letzterer mit Solfatarenthätigkeit. An seinem Fusse entspringen die heissen Schwefelquellen von los Baños und der Schlammvulkan Natanos. — Zwischen Maquilin und Majaijai liegt das vulkanische Gebiet von San-Pablo mit zahlreichen Kraterseen und nordöstlich davon kommen Doleritlaven und Tuffe vor. Auf den Halbinseln Halahala und Binangonan deutet Obsidian ebenfalls auf die Existenz von Vulkanen hin.

Die Bai von Manila wird gegen Westen durch die Kette des Pico de Butilao und die Sierra de Marivelles mit Doleritlaven begrenzt. Daran schliesst sich südlich die Insel *Corregidor* mit altem Krater und, jenseit der Bucht, der *Pico do Loro* an, sodass diese Bucht wesentlich von Vulkanen gebildet wird. Ob der Trachytkegel Arayat bei Pambonga und der Data erloschene Vulkane sind, ist nicht bekannt.

Die Laven sind fast alle Amphibol- und Pyroxenandesite; ob Labrador vorkommt, ist nicht sicher. Die Tuffe enthalten Blattabdrücke und bestehen zum Theil aus Asche, welche durch den Kalk von Muschelschalen verkittet ist.

Gerade der Bucht von Manila gegenüber steigt, unter 13° 45′ nördl. Br., 118° 3′ östl. L. der *Ambil* aus dem Meere empor. Er leuchtet des Nachts seit langer Zeit in Feuerschein, und begünstigt das Einlaufen der Schiffe in die Bucht.

Die Insel *Yolo* hat einen Vulkan, nach Chamisso thätig, nach andern erloschen. Thätig ist auch der Vulkan der kleinen Insel *Mindoro*.

Molukken.

Eine Reihe der fruchtbarsten Inseln mit hohen Gebirgen, auf denen die öden Schlacken- und Lavamassen

mit der Pracht der Pflanzenwelt ringsum auffallend contrastiren. Heisse Quellen entspringen an vielen Orten und die Solfatarengase verbreiten ihren übeln Geruch weit umher.

Die Insel *Sanguir*, 3° 40′ nördl. Br., zwischen den Philippinen und Celebes, enthält den *Gunung Awu*, der 1711 und 1856 Ausbrüche hatte.

Die Insel *Sioa*, 2° 43′ nördl. Br., 123° 15′ östl. L. mit dem *Gunung-Api*, einem sehr hohen Berg, welcher seit der Eruption von 1712 beständig thätig geblieben ist.

Auf der nördlichen Halbinsel von Celebes, in der Residentschaft Menado werden elf Vulkane angegeben. Die bedeutendsten sind: *Kemas*, erst 1694 entstanden; *Klabat*, 6000 Fuss hoch, durch eine Eruption 1680 theilweise zerstört; *Lokan*, *Saputang* und *Empong*.

Unter 2° 44′ nördl. Br., 126° 5′ östl. L. liegt auf Morotay der Vulkan *Tolo*, der bis zum Ende des vorigen Jahrhunderts in Thätigkeit war.

Der *Gamanacore* auf Gilolo ist ebenfalls ein erst 1673 neuentstandener Vulkan.

Sehr lebhaft thätig ist der *Gamalama* auf der Insel Ternate. Dieser 4140 Fuss hohe Berg hatte 1608, 1635, 1653, 1673, 1839 Eruptionen, die letzte im März und November 1868 durch eine fünftausend Fuss hohe Rauchsäule ausgezeichnet.

Zwischen 0° 38′ und 2° 20′ nördl. Br. liegen drei kleine Inseln mit je einem Vulkane, *Tidore*, *Motir* und *Machian*, aber von Korallenriffen umgeben. Motir hat nach *Forrest* 1778 Schlacken ausgeworfen. Machian war 1646 in furchtbarer Eruption. Nach zweihundertsechzehnjähriger Ruhe erneute sich am 29. December 1862 die Eruption in so heftiger Weise, dass der Berg dadurch ganz verändert ward.

Sunda-Inseln.

Der Vulkan *Wowani* auf der Insel Hitu ist durch seine grosse Eruption von 1694 bekannt. Erst 1820 erfolgte ein neuer Ausbruch.

Pulu Kambung, *Wetta* und *Roma* sind nackte vulkanische Inseln, nahe der Bandagruppe. Letztere besteht aus drei Inseln, auf der kleinern ist ein immer rauchender Vulkan. Es ist ein fast vollkommener Kegel, unten mit Vegetation bedeckt, weiter oben liegt eine Kluft, aus der beständig dicke Rauchsäulen aufsteigen.

Siroa, 6° 30′ südl. Br., 130° 50′ östl. L. von Greenwich, mit dem *Gunung-Legelala*, welcher 1693 durch einen Ausbruch theilweise zerstört wurde und 1844 wieder eine Eruption hatte.

Etwas isolirt liegt die Insel *Manuk* mit gleichnamigem Vulkan und die Insel Nila, deren Vulkan eine Solfatara ist.

Damne, 7° 20′ südl. Br., 126° 16′ östl. L. von Paris mit sehr hohem Vulkan.

Auf einer kleinen Insel zwischen Timor und Ceram, 6° 35′ südl. Br., 124° 20′ östl. L. von Paris, war 1669 ein Vulkan in Thätigkeit, der den oft vorkommenden Namen *Gunung-Api* besitzt.

Die Insel *Timor* enthält nur einen thätigen Vulkan nahe ihrer Mitte, welcher durch eine Eruption 1638 zersprengt wurde und seitdem ruht.

Lobetoll auf der Insel Lombten, 1819 in Eruption und *Komba* nördlich davon, 1849 und 1850 in Eruption, sind thätige Vulkane.

Mindestens drei Vulkane auf Flores gehören zu den thätigen, nämlich der 8488 pariser Fuss hohe *Ombu-Riombo*, der *Yedja*, welcher im Januar 1867 und Mai 1868 in Eruption begriffen war und der *Lobetobi* auf der Südwestküste. Letzterer war im Juli 1868 in Eruption und noch im December stieg eine Rauchsäule auf.

Tukey erzählt von einem Vulkan auf Sandebosch, 9° 20′ südl. Br., 116° 58′ östl. L. und unter 8° 11′ südl. Br., 116° 45′ östl. L., abermals ein *Gunung Api* oder Lava Peak.

Zu den berühmtesten Vulkanen gehört der *Temboro* auf Sumbava, durch eine Eruption ohnegleichen im Jahre 1815, wobei er 4000 Fuss an Höhe verlor. Gegenwärtig hat er noch 8500 Fuss Höhe.

Ganz nahe der östlichen Seite von Java befindet sich die Insel Bali, 8° 35′ südl. Br., 115° 40′ östl. L. von Greenwich, mit dem *Gunung Batoer*, der beständig raucht und dem *Bromo*, *Batok* und *Wido*. Noch bedeutender ist der Agoeng am Nordrande, der seit der Eruption von 1843 eine Solfatara ist.

Lombok, 8° 12′ südl. Br., 115° 44′ östl. L., mit dem 11,650 pariser Fuss hohen *Rindjanie*, inmitten einer grossen vulkanischen Erhebung.

Java. Die Insel Java gehört zu den interessantesten vulkanischen Gegenden der Erde. Auf dem kleinen Raume gibt es mehr als hundert erloschene und thätige Vulkane, von denen etwa 46 etwas näher bekannt sind. Die Vulkane Javas bilden von Osten nach Westen eine Reihe, die von Süden nach Norden von kleinern Reihen durchschnitten wird. Die Hauptreihe geht von dem Idjen-Raun im Osten, fast mit dem Parallelkreise bis zum Tengger, wendet sich dann etwas nördlich bis zum Diënggebirge um dann wieder, fast dem Aequator parallel, bis zum Hochlande der Preanger Regentschaft sich forzusetzen.

Noch in der Sundastrasse gelegen, gehört der Vulkan *Gunung Pulu rekatu* schon zur javanischen Reihe. Gegenwärtig ist er mit Vegetation überzogen, allein 1680 überschüttete er durch eine Bimssteineruption das Meer.

Ebenfalls in der Sundastrasse liegt die 2530 pariser Fuss hohe Vulkaninsel *Cracatoa*.

Die Ebene von Batavia wird von einem Gebirge begrenzt, rechts steht der *Salak*, der früher heftige Erup-

tionen hatte, die letzte 1761, und 1699 eine Schlammeruption, dann folgt, viel grösser und höher, das Gedehgebirge. Dieses ist eines der grossartigsten Vulkangerüste. Ein kolossaler Kegel umschliesst einen ungeheuern Krater, dessen Rand Gunung Seda Ratu (8900 Fuss) heisst, südlich Mandalawanji (8150 Fuss). In diesem Krater bildet der Pangerango den höchsten (9326 Fuss) Kegel mit grossem Krater, in dem abermals ein gigantischer Kegel sich befindet. Der Pangerango ist erloschen. Neben ihm, $1^1/_4$ Meile davon, in demselben Kraterkessel, erreicht ein zweiter Kegel, der noch thätige Gedeh, 9230 Fuss. Sein Krater, 400 Fuss im Durchmesser, 250 Fuss tief, enthält einen schlammigen dampfenden Boden. Aus dem Krater des Gedeh sowol, wie aus dem des Pangerango, zieht sich eine tiefe, an die Caldera erinnernde Schlucht über den Abhang. Schlamm und Asche hat der Gedeh bis in die Neuzeit (28. Mai 1852, 14. März 1853) ausgeworfen, aber keine Lava.

Auf der Nordseite des Plateau von Bandong erhebt sich 6000 Fuss über das Meer und 4000 Fuss über das Plateau ein Gebirge, östlich ein abgestumpfter Kegel *Gunung Bukit-Tungol*, ein mittlerer Rücken *Tangkuban-Prahu* und ein vielgezackter Berg *Burangrang*. Nur der mittlere, dessen Form es nicht erwarten lässt, ist noch thätig. Sein Krater wird von einem elliptischen Wall umgeben und durch eine schmale Mittelrippe in zwei fast kreisrunde Kessel getrennt. Der westliche heisst Kawa Upas, der andere Kawa Ratu. Die Ellipse hat Durchmesser von 6000 und 3000 Fuss. Der Upas enthält ein trübes Wasserbecken und ringsum Solfataren; der Ratu ist kahl und sein Gestein von Schwefeldämpfen zersetzt. Die letzte Eruption trat 1846 ein, wo Schwefelsäure enthaltender Schlamm, Sand und Schlacken ausgeworfen wurden. Die Mittelrippe ist am niedrigsten Punkt hundert Fuss hoch und von den Dämpfen mit Schwefel überzogen. An den äussern Abhängen

des Ratu ist die Rippenbildung ausgezeichnet. Die Lava kann man Pyroxenandesit nennen.

Guntur, einer der thätigsten Vulkane Javas (6100 Fuss), wirft gewöhnlich mehrmals jährlich Asche, Sand und Schlacken aus und schon zwölf grössere Eruptionen fanden in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts statt.

Telagabodas ist ein Alaunsee, an dessen Ufern schwefelige Dämpfe aufsteigen.

Gelungung, hat die Gestalt eines langen Rückens. Eine grosse Spalte wird gewöhnlich als Krater betrachtet, da dichte Dampfmassen sich aus ihr entwickeln. Erst 1823 erwachte dieser vorher unbekannte Vulkan wieder und verwüstete durch eine grosse Eruption seine Umgebung mit Schlamm und heissem Wasser.

Sawal, dem Gelungung gegenüber, in einer flachen Gegend, besitzt nur geringe Höhe und ist von tiefen Klüften durchzogen.

Tjerimai bei Cheribon, ein abgestumpfter Kegel, dessen Krater als Solfatara thätig ist. Eruptionen sind von 1772 und 1805 bekannt.

Slamat, nächst Semeru der höchste Berg, liegt an der schmalsten Stelle der Insel. Der regelmässige Kegel hat am Gipfel nur geringen Umfang, welcher von einem kreisrunden Krater eingenommen wird. Eruptionen: 1772, 1825, 1835, 1849.

Sendoro, in einer Höhe von 4326 Fuss mit dem Sumbing verwachsen, bildet so einen Zwillingsvulkan. Sein Krater hat nur einen Durchmesser von 300 Fuss, aus dem 1818 eine Ascheneruption erfolgte. — Der *Sumbing* ist 650 Fuss höher und zeigt ausgezeichnete Rippen an seinem Abhang.

Merbabu, mit dem Merapi zu einem Zwilling verbunden. Es ist ein stumpfer, mit Rippen bedeckter Kegel, dessen grosser Krater 1560 seine letzte Eruption hatte. — Der *Merapi* ist nur auf drei Seiten mit Rippen bedeckt. Sein Gipfel besteht aus dem Reste eines alten Kraters. Der wirkliche Eruptionskegel er-

hebt sich auf der Westseite und war im Juli 1863 und April 1872 in Eruption.

Lawu, ein vollkommen regelmässiger Kegel, trotz seiner zehntausend Fuss, wird von vielen heissen Quellen umgeben. Der einzige bekannte Ausbruch ereignete sich Mai 1752.

Das *Tenggergebirge* ist 8745 Fuss hoch und erscheint als abgestumpfter Kegel durch den ungeheuern Krater, dessen Boden fünf Seemeilen Durchmesser hat und von 3—500 Meter hohen schroffen Wänden umgeben ist. Mitten in diesem, aus vulkanischem Sande bestehenden Kraterboden erheben sich die eigentlichen Eruptionskegel, vier an der Zahl. Drei hängen zusammen: *Widodarin*, *Segorowedi* und *Bromo*, von denen der niedrigste, der Bromo, thätig ist. Isolirt steht der 330 Meter hohe *Batok*. Die Wände des umgebenden grossen Kraters sind gegen Nordosten unterbrochen, wo sich ein tiefes Thal hinabzieht. — Aeusserlich ist das ganze Tenggergebirge von tiefen Rippen durchfurcht, die am Gipfel beginnen und nach unten breiter werden, zum Theil sich verästeln. Die Wände des grossen Kraters stürzen nach innen in steilen Terrassen ab und bestehen oben aus Schichten von Sand und Tuff, dann folgen Lapilli, Bimsstein und Obsidianschichten, endlich wieder Tuff. — Auch der zuckerhutartige Batok hat Rinnen, ebenso die andern Kegel, die alle Kratere besitzen. An der Ostseite des Bromo steigt brausend eine Dampfsäule auf. In dem Spaltenthal stehen Trachydoleritlaven an und Augitandesite. Der Bromo hatte Ausbrüche: 1804, 1822—23, 1829, 1830, 1842, 1843, 1858, 1859, 1862, 1868. Bromo und Lamongang sollen abwechselnd thätig sein, 1844 und 1859 waren sie jedoch gleichzeitig in Thätigkeit.

Am thätigsten ist der Vulkan *Lamongang*, der mit dem Tengger verbunden ist und zwei Kegel auf seinem Gipfel trägt. Ringsum seinen Fuss liegen kleine tiefe Wasserbecken, welche an die Maare erinnern. Ausser

Ascheneruptionen hat er in neuerer Zeit auch Lavatrümmerströme geliefert.

Semeru, 3740 Meter hoch, der höchste Vulkan auf Java.

Im Osten von Java erhebt sich die kolossale Vulkangruppe des Idjen-Raun, die ein ungeheueres, zehntausend Fuss hohes Ringgebirge bildet. Im Innern befindet sich eine Hochebene, gegen Norden von einem ziemlich niedrigen Rücken, Gunung Kendang abgeschlossen, sonst umgeben von den hohen Kegeln Kukusan, Idjen Merapi, Randeh, Pendill, Raun, Sukett. Die Lavaströme reichen einerseits bis zur Bali- und Mandurastrasse, andererseits bis zur Südsee. Der Idjen ist noch thätig und enthält in dem Krater Widodarin einen See von milchweisser Farbe und im Solfatarenzustand. Er erscheint als eine Vorstufe zum Idjen-Merapi. Letzterer ist erloschen, der Widodarin hatte jedoch 1796 und 1817 Ausbrüche, wobei durch den Kratersee Schlammströme erzeugt wurden. — Der zweite thätige Vulkan dieser Gruppe ist der *Raun*, 3399 Meter hoch. Sein Gipfelkrater ist wol der tiefste aller bekannten mit Durchmessern von 20,000 und 5700 Fuss. Der Boden dampft stark. Seine Eruptionen fallen in die Jahre: 1586, 1638, 1730, 1788, 1808, 1812, 1815. Seitwärts liegen noch die erloschenen Vulkane *Wilis*, *Ringgit*, *Tembro* und die Solfataren *Andjuno*, 10,655 Fuss hoch, und *Ajang*, 9500 Fuss hoch.

Ganz im Osten der Insel liegt der erloschene *Buluran.*

Sumatra. Unter den 19 Vulkanen dieser Insel sind sieben thätige:

1. *Gunung Dempo*, 3° 50′ südl. Br., über 11,000 Fuss hoch, raucht beständig.
2. Ein Vulkan bei Palembang, der ebenfalls raucht.
3. *Indrapura*, 7900 pariser Fuss hoch. Junghuhn sah zwei Eruptionen an diesem Vulkan.
4. *Talang* bei Padang.

5. *Gunung Salasi*, mit drei Krateren. Eruptionen: 1833 und 1845.

6. *Gunung Merapi*, 8980 Fuss, der thätigste Vulkan von Sumatra, hatte 1845 eine grosse Eruption.

7. *Gunung Singallang*, mit dem vorigen verbunden. Sein Krater ist mit Wasser gefüllt.

8. *Gunung Passaman*, 0° 55′ nördl. Br., 9170 pariser Fuss hoch, wahrscheinlich erloschen.

9. *Lubu Radja*, 1° 24′ nördl. Br.; eine Gebirgsmasse von 5850 Fuss Höhe. Dieselbe ist erloschen und die Kratere sind nicht mehr vollständig erhalten.

10. *Dolog Dsaüt*, 1° 55′ nördl. Br., nördlich von dem vorigen, beide mit schönen strahligen Rippen bedeckt.

11. *Mentimpang*, 2° 5′ nördl. Br., 98° 56′ östl. L., ein grosser erloschener Vulkan mit warmen Schwefelquellen.

12. *Seret-Berapi.*

13. *Elefantenberg*, 5° 7′ nördl. Br., 94° 38′ östl. L.

14. *Batu-Gapit*, 6000 Fuss hoch.

Borneo. Nur ein *Gunung Api* wird auf dieser grossen, aber noch sehr wenig bekannten Insel als erloschener Vulkan bezeichnet.

Nach der Schätzung von Junghuhn liegen zwischen Cap Serangant auf Mindanao, dem Nordwestcap von Neuguinea und den Nikobaren und Andamanen, 109 selbstständige Vulkane, von denen aber nur 42 bis 45 in historischer Zeit thätig waren. Danach ist hier eine Anhäufung von Vulkanen vorhanden, wie sie sonst nirgends auf gleichem Raume vorkommt.

In der Richtung der Vulkanreihe von Sumatra, nahe dem asiatischen Festlande, liegt im Andamanenarchipel, 12° 17′ nördl. Br., 93° 54′ östl. L., *Barrenisland*, ein ringförmiger Hügel, der einen dampfenden Kegel umschliesst. An der Nordseite ist die Umwallung durchbrochen. Der kleine Krater hat 90—100 Fuss im Durchmesser und ist beständig thätig, indem nach ungefähr je zehn Minuten Explosionen erfolgen.

Nahe dabei, ebenfalls im Golf von Bengalen, 13° 24′ nördl. Br. und 92° östl. L., liegt *Narcondam*, mit einem Vulkan, der gegenwärtig erloschen scheint.

Vulkane sind auch die Inseln *Reguain* und *Ramri* 19° 21′ nördl. Br., an der Küste von Arracan. Letzterer hatte 1839 eine Eruption und 1843 wurde in der Nähe eine neue Insel gebildet.

Die Insel *Tscheduba*, 18° 40′ nördl. Br., enthält einen stets thätigen Schlammvulkan.

Australien.

Neuguinea.

Auf der Westseite von Neuguinea liegt ein von Dampier gesehener Vulkan, welcher sehr hoch sein soll. Ein anderer thätiger Vulkan befindet sich an der Nordküste und ein dritter zwischen mehrern kleinen Inseln in der Nähe der Küste.

Capinsel, 9° 48′ südl. Br., 140° 19′ östl. L. von Paris, mit einem thätigen Vulkan, hatte 1793 eine Eruption.

Neubritannien.

Unter 5° 12′ südl. Br., 152° östl. L. von Greenwich, am Eingang zum St.-Georgskanal, welcher die Insel Car von Neubritannien trennt, erhebt sich ein rauchender Vulkan; ein zweiter liegt oberhalb des Gloucesterkanals, der Neubritannien und Neuguinea trennt. Er hatte 1700 eine Eruption. Nahe dabei befindet sich ein dritter thätiger Vulkan, 6° 22′ nördl. Br. und 148° 10′ östl. L. von Greenwich.

Neuholland.

Auf diesem inselähnlichen Continent ist bisjetzt ein vulkanisches Gebiet bekannt, das von Victoria, besonders im südwestlichen Theile dieser Colonie und, in geringerer Ausdehnung, an den obern Zweigen des Campaspe, Loddon und Coliban. Der südwestliche Theil enthält zahlreiche vulkanische Hügel, von denen noch viele Kratere und Kraterseen besitzen. Bemerkenswerth sind: 1. ein Vulkan an der Quelle des Merri Creek, 25 Meilen nördlich von Melbourne; 2. *Mount-Atkin*, 1500 Fuss hoch; 3. verschiedene Vulkane mit Krateren am See Korangamite; 4. *Tower Hill*, zwischen Warnambool und Belfast.

Amerika.

Nordamerika.

Die früher beschriebenen Vulkane der Aleuten schliessen sich an die der Halbinsel Alaska an. Man kennt jetzt fünf Vulkane, welche auf dem die Halbinsel durchziehenden hohen und mit ewigem Schnee bedeckten Gebirge liegen.

1. *Pawlowsky*, nahe dem Meere an der gleichnamigen Bucht, mit zwei Krateren, von denen der eine beständig thätig ist, der andere seit Ende des vorigen Jahrhunderts ruht.

2. *Morschowsky.*

3. *Wenjaminow*, der höchste Berg der Halbinsel, obgleich er 1786 theilweise einstürzte. Dieser, oder der Morschowsky hatte im März 1866 eine Eruption.

In der Cookseinfahrt liegen die Vulkane *Ujakuschutsch*, 11,320 pariser Fuss hoch, und *Iljamna.*

Das Cascadengebirge, welches unter 60° nördl. Br.

beginnt und bis 42° nördl. Br. reicht, erstreckt sich längs der Westküste des Continents. Es sind schon zahlreiche Vulkane darin bekannt geworden.

Der *Eliasberg*, 60° 17′ nördl. Br. und 140° 51′ westl. L. von Greenwich, ist der nördlichste Vulkan dieses Gebirgs. Seine Höhe beträgt 16,758 pariser Fuss.

Mount-Fairweather, 58° 45′ nördl. Br., 137° 15′ westl. L., 14,000 pariser Fuss hoch, hat vermuthlich vor nicht sehr langer Zeit eine Eruption gehabt.

Mount-Krillon.

Mount-Edgecombe, 57° 1′ nördl. Br., 138° 10′ westl. L., auf der kleinen Lazarusinsel. Ein hoher regelmässiger Kegel mit halbzerstörtem Krater auf dem Gipfel. Eine Eruption soll 1796 erfolgt sein, doch scheint die Angabe irrthümlich.

Mount-Brown und *Mount-Hooker*, 52° 25′ nördl. Br., erloschene Vulkane, von etwa funfzehntausend Fuss Höhe und 75 Meilen von der Küste entfernt.

Mount-Baker, 48° 48′ nördl. Br., am Ende der Strasse von Jouan de Fouca, 11,159 pariser Fuss hoch, sehr thätig.

Mount-Olympos, 47° 50′ nördl. Br.; es ist zweifelhaft, ob derselbe ein Vulkan ist, ebenso *Mount-Adams*, 46° 18′ nördl. Br.

Mount-Reignier oder *Tachoma*, 46° 8′ nördl. Br., am Pugetsund, mit Gletschern an dem Abhange seiner drei Gipfel. Ein sehr thätiger Vulkan, der 1841 und 1843 Eruptionen hatte.

Mount-St.-Helens, 46° 12′ nördl. Br., 14,100 engl. Fuss hoch, nördlich von Columbia. Der Gipfelkrater raucht beständig und war 1842 in Eruption.

Sawalahos oder *Saddle Hill*, in der Nähe von Astoria, mit erloschenem, theilweise zerstörtem Krater.

Mount-Hood, 45° 10′ nördl. Br., mit grossem erloschenem Krater, 18,361 engl. Fuss hoch.

Mount-Vancouver und *Jefferson*, 44° 38′ nördl. Br., 15,700 engl. Fuss hoch.

Louglin oder *Pitt*, 42° 30′ nördl. Br., 9569 engl. Fuss hoch, westlich vom See Plamat.

Mount-Shasta, 14,440 engl. Fuss hoch, ein herrlicher Kegel, mit ewigem Schnee und Gletschern bedeckt. Ungefähr 15 geographische Meilen südlich liegt

Lassens Butte, 10,570 engl. Fuss hoch, 1863 von Brewer und King erstiegen. Es ist kein freistehender Kegel, sondern der Gipfel eines hohen Grates, der noch mehrere Gipfel trägt. Krater, Asche und Lapilli fehlen. Ein grosser Ryolithstrom und unter demselben mehrere Trachytströme liegen an seinem Abhang. In den Vorbergen sind Spuren von Krateren und zahlreiche Solfataren, kochende Schlammpfuhle und Dampfquellen. — Oestlich davon liegt ein unbekanntes, wahrscheinlich ganz vulkanisches Gebiet mit 8—9000 Fuss hohen Gipfeln, von denen einer, *Cinder Cone*, aus Asche bestehend, von Whitney erstiegen ist.

Die Sierra Nevada enthält in der Breite von San-Francisco den 3672 Fuss hohen *Monte del Diabolo*, einen erloschenen Vulkan.

Von der Küste 120—200 geographische Meilen entfernt, erheben sich die langgestreckten Rocky Mountains, welche dem Anscheine nach erloschene Vulkane enthalten. Doch soll im November 1873 in Nevada, an einem nicht näher bezeichneten Punkte, eine Eruption stattgefunden haben. — Auf dem östlichen Abhange des Gebirgs, zwischen Berts Fort und Santa-Fé, liegen zwei Vulkane, *Mount-Raton* und *Fischer Peak*, welche ihre Lavaströme zwischen dem Canadien River und dem obern Arkansas ausgebreitet haben. Mit dem Raton hängen die *Spanisch Peaks* zusammen, die unter 36° 50′ nördl. Br. einen Landstrich von 20 Meilen einnehmen. Ausserdem erhebt sich am östlichen Abhang noch der kleine *Cerrito*, der bei seinen frühern Eruptionen die Schlacken bis in die Prairien warf.

Noch grossartiger war der Vulkanismus auf der Westseite der Hauptkette. Eine Gruppe, nahe dem Gebirgskamme wird von dem 11,500 pariser Fuss hohen

Mount-Taylor gebildet, der allseitig mit Lava bedeckt ist. Eine zweite Gruppe liegt 18 Meilen westlich, die Sierra de San-Francisco, mit zahlreichen Kegeln und Krateren, die denen der Auvergne ähnlich sein sollen. — Nördlich davon kennt man ein kleines vulkanisches Gebiet bei Fort Defiance. — Die dritte grosse Gruppe erhebt sich bedeutend weiter nördlich, 43° 5′ nördl. Br. und besteht aus dem *Fremont Peak* und *Three Bultes.*

Unter 27° 9′ nördl. Br. befinden sich die Vulkane *de las Virgines;* einer derselben stösst Dämpfe aus, ein anderer hatte 1746 eine Eruption.

Mexico.

Die Cordilleren gehen gegen Norden in ein breites Hochland aus, das in den Hochthälern von Mexico und Lerma seine grösste Höhe erreicht. In der Mitte liegt Mexico zwischen zwei hohen Gebirgen, die sich an den Rändern der Hochebene von Osten nach Westen hinziehen, das eine Sierra Cuernavaca, 19° nördl. Br., das andere Real del monte 20° 10′ nördl. Br. In ersterm liegen die höchsten Gipfel des Landes, der Vulkan von Puebla, der Popocatepetl und Iztaccihuatl. Die wichtigsten Vulkane sind:

1. *Tuxtla*, 5118 Fuss hoch, südöstlich von Veracruz, nahe am Mexicanischen Meerbusen. Er dampft stark und hatte 1793 eine Eruption.

2. *Citlaltepetl* oder *Pic von Orizaba,* zwischen Orizaba und Jalapa gelegen, ist 16,602 Fuss hoch. Der Abhang ist mit Asche bedeckt, aus der Schwefelfumarolen aufsteigen. Der Krater hat eine ovale Form und ist durch Lava in drei Abtheilungen getrennt. An seiner Ostseite liegen viele secundäre Eruptionskegel.

3. *Nauhcamtepetl* oder *Coffre de Perote.* Bimsstein und Lavaströme, die aus seinem Abhange hervorbrechen, bedecken ihn vollständig.

4. *Popocatepetl*, 16,702 pariser Fuss hoch, der höchste Berg in Mexico. Dieser Berg, der nicht weit von der Stadt Mexico entfernt ist, hat eine wunderbar schöne Gestalt und ist meist mit Schnee bedeckt. Der obere Theil besteht aus Asche und Bimsstein. Der grosse Gipfelkrater entwickelt Schwefeldämpfe.

5. *Cerro de Ajusco*, erloschener Vulkan, mit grossem Krater, gegen Nordwesten geöffnet, von wo zahlreiche Lavaströme ausgehen.

6. *Toluca*; erloschen und mit ewigem Schnee bedeckt.

7. *Xorullo*, 19° 9′ nördl. Br., 105° 51′ westl. L. Der Hauptkegel erreicht 4029 Fuss und trägt den grossen Krater; umgeben wird er von mehrern kleinen Kegeln. Der Vulkan entstand 1759 durch eine Eruption und war einige Jahrzehnte in Thätigkeit.

8. *Pic von Tancitaro.*

San-Nicolas, *Xocatepec* und *la Caldera* am Nordufer des Xochimilcosees, sind erloschene Vulkane im Thale von Mexico.

9. *Colima de fuego* hatte 1818 und 1869 Eruptionen, wobei mehrere Lavaströme ergossen wurden und die Rauchsäule mehrere tausend Fuss hoch aufstieg. Die letzte Eruption dauerte 1870 noch fort.

10. *Ahuacatlan.*

11. *Ceboruco*, 21° 25′ nördl. Br., ist 1525 Meter hoch oder 480 Meter über der Ebene. Derselbe galt für erloschen, hatte aber 1870 eine Eruption.

Zu derselben Gruppe gehören die heissen Quellen und Schlammvulkane von Magdalena, nordwestlich von Guadalaxara.

12. Vulkan von *Tepic*, 4180 pariser Fuss hoch.

13. *Malinche.*

14. Ein neuer Vulkan, welcher bei Tuitan, auf dem Berge San-Ana 1856 ausbrach.

15. *Pochutla*, ebenfalls ein neuer Vulkan, 15° 54′ nördl. Br. 98° 27′ westl. L. von Paris, im Staate Oajaca, nicht fern der Westküste. Seine erste Eruption erfolgte 1870.

Etalcacho, Tesonccacahuapa und Cochumac sind kleine erloschene Vulkane. Letzterer liegt im Chalkosee, ist 800 Fuss hoch und hat einen runden, gegen Osten geöffneten Krater.

Von diesen Vulkanen gehören neun zu den thätigen.

Centralamerika.

Mit Centralamerika beginnt die vulkanreiche Westküste, welche bis tief in den Süden von Südamerika sich erstreckt.

Die Reihe von Centralamerika fängt unter 16° 10′ nördl. Br. an und geht bis 8° 15′ nördl. Br. Die südlichsten Vulkane liegen am atlantischen Abhang der Cordilleren; weiter nördlich erheben sie sich auf dem Kamme, dann auf dem pacifischen Abhange bis zur Fonseca-Bai, um dann am atlantischen Abhang wieder allmählich bis zum Scheitel anzusteigen.

Guatemala.

In seinem nördlichen Theile liegen die drei erloschenen Vulkane *Toban*, *Omoa* und *San-Gil.*

Soconusco, 15° 54′ nördl. Br., 96° 7′ westl. L., ein spitzkegelförmiger Berg am See Atitlan, noch in Mexico, der von Zeit zu Zeit raucht.

Amilpas mit zwei Gipfeln, raucht schwach.

Sapotitlan, 15° 10′ nördl. Br., 92° 12′ westl. L., ein beständig thätiger Vulkan.

Tajamulco und *Tacama*, von denen der erste seit 1821 in Thätigkeit ist.

Quezaltenango, dreigipfelig, der mittlere Gipfel thätig.

Atitlan, 3572 Meter hoch, umgeben von den erloschenen Vulkanen San-Petro und Colima, selbst aber noch thätig, da 1828 und 1833 Eruptionen stattfanden.

Acatenango, 4150 Meter hoch, wol der höchste Berg in Centralamerika.

Volcan de Fuego, mit dem vorigen an der Basis verwachsen. Er besitzt auf dem Gipfel einen kleinen Krater, aber ausserdem den jetzt thätigen, 400—450 Meter breiten und 600 Meter tiefen Krater. Eruptionen: 1565, 1651, 1664, 1668, 1671, 1677, 1775, 1852, 1855—57, 1860. Eine weisse Dampfsäule steigt ununterbrochen aus seinem Krater auf.

Agua, 14,903 engl. Fuss hoch, mit ewigem Schnee bedeckt, hatte 1541 einen Wasserausbruch. Der Krater hat kaum 175 Meter Durchmesser. Ringsum liegen grosse Massen von Bimsstein, Asche und Lapilli.

Pacaya. Derselbe besteht aus zwei Kegeln, die sich aus einem als Kranz noch erkennbaren, ungeheuern Krater erheben. Der südöstliche Kegel, 2550 Meter hoch, ist noch thätig.

In der Nähe des Rio de los Esclavos liegen zwei erloschene Vulkane ohne Namen.

Amayo, ein erloschener Vulkan. Auf einer hier die Hauptreihe rechtwinkelig kreuzenden Linie erheben sich die erloschenen Vulkane Cuma, San-Catherina, Monte-Rico und Ipala.

Vulkan von *Chingo*, durch schöne regelmässige Form ausgezeichnet.

San-Salvador.

Die wichtigsten Vulkane dieses Staates sind:

Isalco, 13° 48′ nördl. Br., 89° 39′ westl. L., 1976 Fuss hoch. Der Vulkan entstand erst 1770, nach andern 1793 und ist seitdem nur wenig Tage in Ruhe. Der Krater wird von drei kleinen Becken gebildet. Das Gestein ist dunkelgrauer Andesit mit viel Oligoklas und etwas Olivin. Eine spätere Eruption fand 1803, dann 1856, 1869 und 1873 statt, doch hören die Ausbrüche fast nie ganz auf.

San-Ana, hatte vielleicht 1854 eine Eruption.

Apaneca, wahrscheinlich erloschen.

Die Hauptreihe wird hier wieder von einer Querreihe von fünf Vulkanen durchschnitten. Einer derselben *Quezaltapeque* hatte noch in diesem Jahrhundert Eruptionen.

San-Salvador, 7500 Fuss hoch, ein erloschener Vulkan, dessen Krater mit Vegetation bedeckt ist. Westlich von ihm liegt ein Kratersee Laguna von Cuscutlan und nahe dabei ein kleiner Kegel, der früher viel Asche auswarf.

Cojutepeque, erloschener Vulkan.

San-Vincente, erloschen; der Krater bildete früher einen See, der jedoch abgeflossen ist.

Tecapa und *Chinameco*, zwei erloschene Vulkane.

San-Miguel, 2153 Meter, stets in weisse Dampfwolken gehüllt. Er ergiesst oft Lavaströme, so bei seinem letzten Ausbruch 1844, wo die Lava bis zur Stadt San-Miguel floss.

Honduras.

In diesem kleinen Staate sind drei Vulkane vorhanden.

Nacaome, wahrscheinlich ein erloschener Vulkan.

Die Insel *Tigre* in der Fonseca-Bai. Von ihr geht ein ungeheuerer Lavastrom bis in das Meer. In ihrer Mitte erhebt sich ein Kegel mit undeutlichem Krater.

Conchagua bildet die Spitze der Bai und galt für erloschen, bis er am 23. Februar 1868, nach furchtbaren Erdbeben, wieder in Eruption gerieth.

Nicaragua.

In Nicaragua existiren wenigsten 24 Vulkane.

Coseguina, bildet das dem Conchagua entgegengesetzte Vorgebirge der Fonsecabai. Derselbe ist nur 500 Fuss hoch und von drei Seiten vom Meere umgeben. Erup-

tionen hatte er 1709, 1809 und 1835, wo er 25 Meilen weit das Land mit Schlacken überschüttete.

Guanacaure, am Golf von Amapalla.

Viejo, 9000 Fuss hoch, mit drei concentrisch sich umschliessenden Krateren, ist noch thätig.

Solfatara von *San-Jacinto*, mit schlammigem Wasser angefüllt, welches durch Schwefelwasserstoffgas und schwefelige Säure in beständiger Bewegung erhalten wird.

Telica, 3517 engl. Fuss hoch. Der obere Theil besteht aus Schlacken, in denen ein mit heissem Wasser gefüllter Krater liegt.

El Nuevo hatte 1850 eine Eruption und ist gewöhnlich eine Solfatara.

Volcan de la Pilas, ein thätiger Vulkan.

Am 14. November 1867 erfolgte, 2 — 3 Stunden östlich von Leon eine grosse Eruption. Die Stelle ist nicht genau angegeben, sei es dass einer der soeben beschriebenen Vulkane einen Ausbruch hatte, oder dass sich ein neuer Vulkan bildete.

Nindiri, war 1775 in Eruption. Er hängt zusammen mit

Masaya, der beständig thätig war, bis zu der grossen Eruption von 1670. Von dieser Zeit an blieb er ruhig bis 1853 und seitdem ist er wieder in unaufhörlicher Eruption.

Momobacho, 4000 Fuss hoch, von unten bis oben bewaldet, doch sieht man Rauch aus ihm aufsteigen.

Im See von Nicaragua liegen zahlreiche Inseln mit vulkanischen Kegeln, Krateren und Kraterseen, darunter *Zapatero*, *Mandeira* und *Omotepec*; die beiden letzten thätig.

Costa-Rica.

Die Zahl der Vulkane dieses Landes ist nicht sicher bekannt. Sie bilden eine aus zwei Gruppen bestehende

Reihe. Die erste Gruppe liegt nahe dem südlichen Ufer des Sees von Nicaragua und enthält die Vulkane:

Orosi, mit zwei Spitzen, scheint erloschen.

Vieja, aus dessen Gipfel Rauch aufsteigt und zuweilen Ascheneruptionen erfolgen. Am Fusse liegen zahlreiche Solfataren.

Miravalles, mit zwei Gipfeln, von denen der eine manchmal rauchen soll. Am Südabhange die Hornillos sind heisse Schwefelquellen, in deren Nähe ein Lavastrom sichtbar ist.

Tenorio, vielleicht ein Vulkan.

Durch eine breite Einsenkung wird die zweite Gruppe von der ersten getrennt; sie enthält:

Votos oder *Poas*, eine ausgedehnte bewaldete Kuppe, an deren Nordende der Krater liegt, in ihm befindet sich ein See mit milchigtrübem Wasser.

Barba, ebenfalls eine flache Kuppe mit Kratersee.

Irazu, 11,900 engl. Fuss hoch (Vulkan von Cartagena), hatte 1723, 1726, 1821 und 1847 Eruptionen. Die Laven enthalten besonders Hornblende und Oligoklas.

Turrialva, durch einen zackigen Bergrücken mit dem Irazu verbunden. Er ist von Westen nach Osten langgedehnt und von radialen Schluchten durchschnitten. Die letzte Eruption trat 1865 und 1866 ein.

Pico blanco, 9° 17′ nördl. Br., 83° 5′ westl. L., und 11,740 engl. Fuss hoch.

Herradura. Man glaubt in ihm unterirdisches Getöse gehört zu haben und schliesst desshalb auf vulkanische Natur.

Chiriqui, besteht aus fünf Kegeln, der Hauptkegel ist abgestumpft mit deutlicher Einsenkung. Die grössten Lavaströme sind sechs geographische Meilen lang und bestehen aus Hornblende-Andesit. Bis in die Mitte des 16. Jahrhunderts war er wahrscheinlich thätig.

Südamerika.

Die an der Westküste von Südamerika sich hin-

ziehende Vulkanreihe zeigt zwei grosse Lücken, die eine zwischen Quito und Peru ist 225 Meilen lang, die andere zwischen Peru und Chile 90 Meilen.

Quito.

Die Vulkane umschliessen das Thal von Quito in einer östlichen und westlichen Reihe. Sie beginnen etwa 5° nördl. Br. am Paramo de Ruiz und reichen bis 2° südl. Br. zum Sangay.

Paramo de Ruiz, 4° 57′ nördl. Br., hatte 1845 einen Ausbruch.

Tolima, 4° 16′ nördl. Br., mit ewigem Schnee bedeckt. Ausbrüche: 1595 und 1826.

Puracé und *Sotara*, zwei Vulkane in der Nähe von Popojan, von denen der erste fortwährend dampft und 1848 eine Schlammeruption hatte. Die letzte Eruption war 1869.

Pasto oder *Turquerres*, westlich der Stadt Pasto.

Chiles und ihm nahe *Cumbal*, sollen noch thätig sein.

Cotocachi, ein regelmässiger, 15,200 pariser Fuss hoher Kegel.

Atacazo, ein erloschener Vulkan.

Corazou, 14,840 pariser Fuss hoch.

Pinchincha, 14,940 pariser Fuss hoch, hat die für einen Vulkan seltsame Gestalt einer breiten Mauer, die von vier Gipfeln überragt wird, dem Mozo Pinchincha (von Humboldt Rucu genannt), Guagua und Rucu Pinchincha. Letzterer enthält den thätigen Krater, der sich 1539, 1577, 1587, 1666 durch grosse Ausbrüche bemerklich machte. Eine kleine Eruption ereignete sich 1868.

Ilinissa, erloschen, vielleicht mit Unrecht Vulkan genannt.

Sinchulagua, 15,420 engl. Fuss hoch, hatte 1660 eine Eruption.

Carguairazo, 14,700 Fuss hoch, früher viel höher,

da er 1698 zusammenbrach und eine grosse Wasser- und Schlammmasse ergoss. Ihm ganz nahe erhebt sich der den Vulkanen ähnliche Kegel des Chimborasso.

Quirotoa, mit grossem Kratersee auf dem Gipfel. In dem Jahre 1725 fand in dem See eine Eruption von Schlacken statt, ebenso 1740 und 1859, sodass der See in Flammen zu stehen schien.

Bordonzillo, der nördlichste Vulkan der östlichen Reihe.

Cayambe Urcu, gerade unter dem Aequator, hat durch Einsturz an Höhe bedeutend verloren.

Antisana, 17,956 pariser Fuss hoch, am Rande eines Plateau. Seine Eruptionen fallen in die Jahre: 1590 und 1720; 1801 soll dichter Rauch aufgestiegen sein.

Altar, ein zackiger Berg, welcher kurz vor Ankunft der Spanier theilweise zusammenstürzte.

Cotopaxi, 17,712 pariser Fuss hoch, ist nicht nur einer der thätigsten, sondern auch der höchsten und schönsten Vulkane der Erde mit ausgezeichneter Kegelgestalt. Eruptionen sind aus den Jahren 1532, 1533, 1742, 1746, 1766 und besonders 1768 bekannt; 1742 war das Getöse so stark, dass man es in Honda, 200 Meilen weit hörte; 1803 schmolz in einer Nacht aller Schnee, und darauf erschien eine Feuersäule. Die folgende Eruption war 1850; seitdem finden täglich mehrmals Schlackenauswürfe statt, grössere Eruptionen ereigneten sich aber 1854, 1855, 1856, 1868 und 1869.

Sangay, 16,080 pariser Fuss hoch, der letzte der östlichen Reihe und der einzige Vulkan am östlichen Abhang der Cordilleren welcher schon dem Gebiete des Amazonenstromes angehört. Er ist in beständiger Eruption und in Zwischenräumen von 10 — 15 Minuten erfolgen Schlackenausbrüche.

Tunguragua, 1° 4′ südl. Br., 9770 Fuss hoch, *Ruminavi* und Imbaburu, der 1691 eine Schlammeruption hatte, liegen zwischen den beiden grossen Reihen. Der Tunguragua hatte 1797 ebenfalls eine Schlammeruption.

Peru und Bolivia.

Die Vulkane Perus beginnen mit dem 16°. südl. Br. und erstrecken sich bis 24° 17′. Auf diesem Raume sind 19 Vulkane näher bekannt.

Chuquibamba, der nördlichste dieser Vulkane.

Misti bei Arequipa, 18,000 engl. Fuss hoch, mit tiefem und grossem Krater. Im September 1869 überschüttete er seine Umgebung mit Asche.

Uvinas besitzt einen grossen Krater, der seit der vorletzten Eruption im 16. Jahrhundert sich in Ruhe befand, bis er nach 300 Jahren, am 28. Mai 1867, seine Thätigkeit wieder begann. Es war eine heftige Ascheneruption und die Erderschütterungen wurden noch in Arequipa gespürt.

Omate und *Chipicani*. Der letztere besitzt einen halbzerstörten Kratersee.

Chungara und *Parinacota* sind Zwillingsvulkane.

Gualatieri oder *Sahama*, 20,970 pariser Fuss hoch, welcher sich als 4500 Fuss hoher, regelmässig abgestumpfter Kegel auf einem Sandsteinplateau erhebt. Der Krater hat einen bedeutenden Umfang.

Isluga, 19° 10′ südl. Br., hatte im August 1869 eine Eruption.

Volcan de la Laguna, 21° südl. Br., und Vulkan von *Atakama*, 22° 5′ südl. Br. sind ebenfalls zwei thätige Vulkane.

Illascar in den Anden von Atakama; derselbe hatte 1848 eine Eruption und war 1854 noch in Thätigkeit.

Joconado, 23° 10′ südl. Br. — *Lioncau*, 22° 50′. — *Coloma*, *Tugalagua*, *Tutapaca*, *Coquima* sind nach Forbes noch zeitweise thätig.

Llullailaco, der südlichste dieser Reihe, nahezu 20,000 Fuss hoch, ist bisweilen thätig.

Chile.

Die Vulkanreihe von Chile ist die grösste in Südamerika, denn sie enthält mindestens 33 Vulkane vom 30° 5′ südl. Br. bis 43° 50′ südl. Br. Anfangs liegen sie entfernt von der Küste, am weitesten der Antuco, die südlichen nähern sich ihr mehr und mehr. Die bekanntesten sind:

Coquimbo, in der Nähe der gleichnamigen Stadt.

Limari, 31° südl. Br.

Anconcagua, nordöstlich von Valparaiso, 22,434 engl. Fuss hoch. Nach Darwin ist der Berg ein Vulkan, nach Pissis besteht er aus geschichtetem Gestein.

St.-Vincente, soll am 12. Januar 1873 eine Eruption gehabt haben.

Tupungato, östlich von Valparaiso.

Rancagua, 34° 15′ südl. Br., in beständiger Thätigkeit.

Vulkan von Chillan, 36° 20′, wird an seinem Fusse von einer Kette dampfender Solfataren umgeben. Am 2. August 1861 begann ein Ausbruch, der einen neuen, in der Nähe eines Gletschers gelegenen Eruptionskegel erzeugte. Bald darauf stürzte ein Theil des Gletschers in das Thal hinab. Vielleicht ist es derselbe Vulkan, der unter dem Namen Chilloa 1864 in Eruption gerieth und wieder einen neuen, Lava ergiessenden Eruptionskegel bildete.

Maypo und *Peteroa*, zwei immer thätige Vulkane.

Antuco, ein grosser Kegelberg, der am westlichen Abhang den kleinen thätigen Kegel trägt. Dieser stösst alle zehn Minuten Rauchwolken hervor und wirft Schlacken aus. Grössere Eruptionen hatte er 1863.

Villarica, obgleich am Fusse der Anden gelegen, doch von beträchtlicher Höhe. Er ist stets thätig und hatte 1869 eine Eruption.

Llogel, 55° 26′ südl. Br. Am 6. Juni 1872 begann eine Eruption des bis dahin nicht gekannten Vulkans. Asche fiel in der Stadt Tacna, die 67

deutsche Meilen entfernt sein mag und im Juli sogar in Santiago.

Pisé oder *Vulkan von Osorno*, zwischen zwei Seen, 8600 engl. Fuss hoch, mit sehr regelmässiger Kegelgestalt. Im vorigen Jahrhundert fand eine Eruption statt, welche die ihn damals bedeckende Vegetation zerstörte. Ungefähr hundert Jahre lang stieg nur schwacher Rauch auf, bis er 1869 wieder von einer Eruption betroffen wurde.

Minchimadom, *Corcabado* und *Yanteles* liegen der Insel Chiloë gerade gegenüber.

Einige weniger bekannte Vulkane dieser Reihe sind: Choapo, 31° 51′ südl. Br.; Ligua, 32° 12′; Punmahuidda, 35° 30′; Callaqui, 38°; Chinale, 38° 40′; Natuco, 39° 20′; Chignal, 39° 55′; Ranco, 40° 15′; Guaregue, 40° 50′; Quechucabi, 41° 40′; Mediclana, 44° 20′.

An der Westküste von Patagonien sollen zahlreiche vulkanische Producte vorkommen, grosse, öde Lavafelder und mächtige Schlackenmassen. An der Ostküste fand Darwin ein weisses Bimssteinconglomerat weitverbreitet. Hall will unter 55° 3′ südl. Br. sogar einen brennenden Berg gesehen haben.

Die Insel Masafuera, bei Juan Fernandez, besteht aus Schlacken und olivinreichen Laven.

Zwischen Valparaiso und Juan Fernandez befindet sich ein submariner Vulkan. Bei einer Eruption 1836 entstanden drei Inseln, von denen jedoch zwei rasch wieder zerstört wurden.

Inseln im Weltmeere.

Bisher wurden nur die continentalen, und diejenigen Inseln aufgezählt, welche mit den Vulkanen des Festlandes in Zusammenhang stehen. Sehr zahlreich sind aber auch die Vulkane, die im Meere, fern von den Continenten liegen.

Island.

Island gehört zu den berühmtesten Punkten vulkanischer Thätigkeit, indem nicht allein zahlreiche Vulkane in Eruptionen sich bethätigen, sondern auch heisse Quellen und Geysir, die nur in Neuseeland ihresgleichen finden, seinen Boden durchwühlen. Soweit die Insel zugänglich ist, denn über 200 Quadratmeilen sind von Gletschern bedeckt, herrschen vulkanische Gesteine, Basalte und Trachyte, auf denen die Producte neuer Vulkane abgelagert sind.

Seitdem Island von Europäern bewohnt ist, also seit dem 9. Jahrhundert, haben sich 26 Punkte durch Eruptionen als Vulkane zu erkennen gegeben. Davon haben aber 15 in historischer Zeit nur eine Eruption gehabt.

Die bekanntesten Vulkane sind:

Hekla, 4961 Fuss hoch; ein länglicher Kegel, etwa zehn Meilen von der Küste entfernt, besteht aus steilen Tuffschichten. Auf seinem Rücken liegen mehrere Kratere mit dampfenden Fumarolen. Eruptionen fanden in folgenden Jahren statt: 1004, 1137, 1222, 1341, 1362, 1389, 1538, 1619, 1636, 1693, 1766—68, 1845. Die Eruption von 1845 war eine sehr heftige und zerstörte einen Theil des Berges; Asche flog bis zu den Faröerinseln.

Skaptar Yökull, hatte 1783 eine furchtbare Eruption. Er ergoss damals zwei Lavaströme, von denen einer 50 engl. Meilen lang und 15 breit war, der andere 40 Meilen lang und 7 breit, ist stellenweise 500 Fuss dick. Eine grosse Eruption im Januar 1873 wird ebenfalls dem Skaptar zugeschrieben.

Oroefa oder *Eyrefa Yökull*, der höchste Berg auf Island, von dem fünf Eruptionen, darunter die von 1332 und 1362 bekannt sind. Lange schien er erloschen, bis er im vorigen Jahrhundert seine Thätigkeit wieder begann.

Tröllladyngr. Eruptionen: 1150, 1188, 1359 und 1510.

Krafla. Derselbe besteht aus Palagonittuff und hat an den Seiten mehrere Kratere und Lavaströme. Die letzte Eruption fand von 1724—30 statt.

Kötlugja oder *Katla*, nächst dem Hekla der thätigste Vulkan, indem er 15 Eruptionen hatte, unter andern in den Jahren: 900, 1245, 1262, 1416, 1580, 1625, 1660, 1721, 1755, 1860.

Eyafialla, 5432 Fuss hoch, hatte 1720 und 1822 Eruptionen.

Raudakambar, seit 1311 erloschen.

Herdubreid, hatte 1510 die letzte Eruption.

Lheirnukr, war von 1725—29 in Eruption.

Mosfells Yökull, hatte Ausbrüche von 1222—24 und 1340.

Vatna, befand sich wahrscheinlich 1867 in Eruption.

Skeidarar Yökull; *Solheimar*; *Bjarnaflag.*

Jan Mayen.

Unter 71° 49′ nördl. Br., 8° westl. L. von Greenwich liegt in der Richtung der isländischen Vulkane diese Insel. Der 6448 pariser Fuss hohe *Beerenberg* ist der höchste Punkt und vielleicht ein Vulkan. Jedenfalls gehört der *Esk* zu den Vulkanen, der 1818 eine Eruption hatte.

Nicht ganz eine Meile von Jan Mayen erhebt sich der kleine thätige Inselvulkan *Birds Island* oder *Egg.*

Bahama Bank.

Am 25. November 1837 fand auf der Bank von Bahama eine submarine Eruption statt.

Azoren.

Der aus neun Inseln bestehende Archipel der Azoren

liegt zwischen 36° 45′ und 39° 45′ nördl. Br. und zwischen 25° bis 31° 30′ westl. L. von Greenwich und zerfällt von Südosten nach Nordwesten in drei Gruppen. Die südöstliche Gruppe besteht aus Santa-Maria, San-Miguel und den Formigasriffen. Die mittlere Gruppe aus: Terceira, Graciosa, San-Jorge, Pico und Fayal und die nördliche aus Flores und Corvo.

Santa-Maria, die südlichste der Azoren ist gänzlich aus vulkanischen Gesteinen zusammengesetzt und enthält zahlreiche Schlackenkegel, von denen mehrere Kratere besitzen.

San-Miguel ist die grösste der Azoren, 37° 50′ nördl. Br., 27° 50′ westl. L. von Paris gelegen. Hohe abgestumpfte Gipfel und Plateaux wechseln miteinander ab, aber überall sind Eruptionskegel verbreitet, zum Theil noch mit Krateren. Ebenso gibt es überall heisse Quellen und Säuerlinge, unter denen der grosse Sprudel Caldeira grande im Thal von Fournas am bemerkenswerthesten ist. Die Laven sind theils Dolerit und Basaltlaven, theils Sanidintrachyte, wie an dem Kratersee Lagoa de Fogo. Seit Entdeckung der Insel fanden Ausbrüche nur im westlichen Theile derselben statt, unter andern 1444, 1563, 1652.

In der Nähe von San-Miguel und zwischen dieser Insel und Terceira wiederholen sich von Zeit zu Zeit submarine Ausbrüche. Man kennt solche aus dem 15., 17. und 18. Jahrhundert, wo sich kleine, bald wieder zerstörte Inseln bildeten. Das Gleiche fand 1811 statt und im Juni 1867.

Terceira. Die Insel erhebt sich im Westen zu einem 3500 Fuss hohen Dom, welcher die Caldeira San-Barbara, einen grossen Doppelkrater umschliesst. Daran schliesst sich ein Tafelland mit zahlreichen Schlackenkegeln, die von dem 4300 Fuss hohen centralen Gebirgsstock überragt werden. Der Bagacina Pic ergoss 1761 viel Lava.

Pico, 38° 46′ nördl. Br., 30° 48′ westl. L. von Paris. Das die langgestreckte Insel durchziehende Gebirge

wird auf seinem östlichen Plateau von Schlackenkegeln eingefasst. Der 7000 Fuss hohe Pico alto ist jedoch der eigentlich thätige Vulkan mit grossem Krater, in dem der Eruptionskegel gelegen ist. Eruptionen ereigneten sich 1572, 1718 und 1720.

Fayal wird durch ein domförmiges Gebirge gebildet, das überall mit Laven bedeckt ist. Nur die 1672 geflossene Lava ist noch ganz ohne Vegetation.

San-Jorge, ein schmaler Bergrücken, über dessen Abhang unter andern 1580, 1757, 1808 Lavaströme flossen.

Graciosa. Man unterscheidet ein centrales Gebirge, nordwestlich davon ein Küstenland mit Schlackenkegeln und im Osten einen Gebirgsdom mit dem grossen Krater.

Corvo besteht aus den Resten eines Kegels mit dem Krater. Seit Entdeckung der Insel kam keine Eruption vor.

Flores. Auf dem breiten Kamme der Insel liegen zahlreiche Schlackenkegel und mit Wasser erfüllte Kratere, doch sind keine Laven von frischem Ansehen vorhanden. Auch bei dem Hafen San-Cruz gibt es einen hohen Kegel.

Madeira.

Die Insel ist hauptsächlich aus Tuffschichten, Schlacken und Asche aufgebaut. Das Gebirge wird von tiefen Schluchten, „Ribeiras" durchschnitten und in einer derselben, bei Porto da Cruz, steht Diabas an, welcher die Grundlage der Insel bildet. Die in den tiefsten Tuffschichten enthaltenen Versteinerungen gehören der Obermiocänperiode an. Der Pico Ruivo und Pico de Torres, die höchsten Berge der Insel, haben wahrscheinlich Kratere. Mehrere Kratere sind an der Küste auf dem Palheiro und dem 2200 Fuss hohen Camacha

nachgewiesen, jedoch längst erloschen, obgleich einzelne Laven noch frisches Ansehen haben.

Canarische Inseln.

Diese Inseln bilden eine von Nordosten nach Südwesten gekrümmte 60 Meilen lange Linie. Von Westen her folgen: Hiero, Palma, Gomera, Teneriffa, Gran Canaria, Fuertaventura und Lanzerota aufeinander.

Hiero oder *Ferro*, die kleinste der Inseln, ist von basaltischen Gesteinen bedeckt.

Palma hat eine grosse wissenschaftliche Bedeutung dadurch gewonnen, dass L. von Buch wesentlich durch die dortigen Verhältnisse zur Theorie der „Erhebungskratere“ bewogen wurde. Neuere Forschungen haben die wirkliche Bedeutung der vulkanischen Formationen auf Palma hinreichend klar gemacht.

Der nördliche Theil wird durch den gewaltigen Calderadom gebildet; der südliche besteht aus einem schmalen steilen Gebirgskamm, Cumbre vieja, der durch einen niedrigen Rücken mit der Caldera zusammenhängt. So bekommt die Insel die Gestalt eines Keiles.

Das Calderagebirge ist ein Dom, dessen Gipfel fehlt und dessen Stelle die grosse und tiefe Caldera einnimmt. Von der Westküste führt eine Schlucht, Barranco de las Augustias in das Innere der Caldera. Der Boden letzterer liegt 1200 Fuss hoch; die umgebenden Berge erreichen 6—8000 Fuss. Danach ist also diese Caldera de Taburiente ein grosser Kessel von ungefähr einer deutschen Meile im Durchmesser. Der obere Theil der Wände (etwa 2000 Fuss) besteht aus Schlacken mit untergeordneten basaltischen und trachydoleritischen Lavabänken. Ihr unterer Theil (4400 Fuss) ist ein Chaos von Diabasgängen, sodass das durchsetzte Gestein verschwindet. Dazwischen erkennt man aber auch die zur obern Abtheilung führenden Lavagänge. Die Unterlage des Ganzen ist Hypersthenit.

Am äussern Abhange des Gebirges sind die Laven steil gegen die See und flach am Gipfel gelagert. Reste alter Schlackenkegel erheben sich hier am Rande der Caldera. Am Fusse des Gebirges haben sich neuere Laven ausgebreitet, auf denen die Stadt San-Cruz liegt. Bei San-Lucia gibt es sogar Schlackenkegel darauf, deren Ströme in das Meer flossen.

Wo die Cumbre nueva an das Calderagebirge angrenzt, wurde sie mit Lava übergossen. Die Cumbre ist ein schmaler, mit vielen Eruptionskegeln besetzter Rücken. Bei Villaflor steigt ein grosser Lavastrom von ihm ins Meer hinab; wenn er nicht historisch ist, so gehört er doch zu den neuesten Strömen.

Das Südende der Insel enthält zahlreiche neue Eruptionskegel mit meist gut erhaltenen Krateren. Hier erfolgte auch 1677 der letzte Ausbruch, durch welchen ein grosser Kegel mit weitem Krater entstand, aus dessen Fuss sich Lava ergoss. Unter seinen Producten sind auch Blöcke von basaltischen Gesteinen, Hornblende-, Hypersthenit- und Labradoritgesteinen.

Nach dem Ergebniss dieser geognostischen Thatsachen bestand die Insel ursprünglich aus einem 4000 Fuss hohen Diabasgebirge, auf welchem ein Vulkan mit grossem Krater entstand. Durch Erosion des Wassers wurde der Krater allmählich zu dem grossen Kessel der Caldera erweitert und auf gleiche Weise sind alle ähnliche Calderas, das Thal des Curral auf Madeira, das Val del Paso alto auf Teneriffa u. s. w. gebildet worden. Die jüngern Eruptionen brachen alle tief am Abhange oder in den flachen Theilen der Insel hervor.

Gomera, eine kleine schroffe Insel, deren Berge so hoch sind, dass sie sich zeitweise mit Schnee bedecken. Ob Kratere vorkommen, ist nicht bekannt.

Teneriffa. Die aus Diabas bestehende Unterlage der Insel ist nirgends sichtbar, sondern verräth sich nur durch Blöcke dieses Gesteins zwischen den vulkanischen Producten von Orotava und Arica u. s. w. Im übrigen sind nur Laven und Schlacken vorhanden. Am ältesten

ist wahrscheinlich das Anaya- und Tenogebirge, aus basaltischen und untergeordneten trachytischen Gesteinen; es sind Längsrücken, an deren Mittellinie mächtige Agglomerate Reste von Eruptionskegeln bezeichnen, während zu beiden Seiten Lavabänke liegen. Sie sind lange der Wirkung des Wassers ausgesetzt gewesen, welches tiefe Thäler eingegraben hat. Zwischen und auf diesen basaltischen Höhen wurden durch wiederholte Ausbrüche jene Inseltheile aufgebaut, welche man Fussgebirge des Pic de Teyde nennen kann.

Die Laven des Fussgebirges überdeckten die Lorenzo- und Adejaberge und später den östlichen Theil des Tenogebirges. Erst später begann die Bildung des Pic de Teyde-Circus und in ihm erhob sich dann der eigentliche Pic, der gleichsam aus mehrern übereinander gestellten Kegeln besteht. Seine Laven überfluteten die Abhänge des Fussgebirges und ergossen sich in die Thäler des Tenogebirges. Der Pic besitzt 11,408 Fuss, sein Krater hat 1660 Fuss im Durchmesser und ist gegen Süden und Osten durchbrochen. Der Abhang des Pic ist mit vielen Kegeln bedeckt, darunter die Montana de Tuco. Dieselben finden sich auch zahlreich in andern Inseltheilen und haben, wie Monte-Uredo, grosse Lavaströme ergossen.

Der erste Ausbruch nach Entdeckung der Insel ereignete sich 1430 am Pic de Teyde, dann folgten Eruptionen 1505 und 1704. Im Jahre 1798 hatte der grosse seitliche Kraterkessel eine Eruption, die heftiger war, als die von dem eigentlichen Pic bekannten.

Gran Canaria, von kreisförmiger Gestalt. Ueber der Grundlage von Diabas und Hypersthenit baut sich ein 5—6000 Fuss hohes vulkanisches Gewölbe auf, an dessen südlichem Abhang (etwa 3500 Fuss hoch) die Caldera de la Tiraxana liegt, ein grosses Kesselthal, das durch zwei Schluchten ausmündet, den Barranco de Fatago und Barranco de la Tiraxana. Historische Ausbrüche sind nicht bekannt; im nordwestlichen Theile liegen jedoch zahlreiche Schlackenkegel mit Krateren

und Kraterseen, darunter die schöne Vandama. Andere Kratere enthalten so frische Laven, dass sie nicht gut sehr alt sein können.

Fuertaventura. Diabas und Hypersthen bilden die Grundlage und die Attalagagebirge (2450 Fuss hoch), die höchsten der Insel, sind meist nicht mit vulkanischen Massen bedeckt. Die Lavenformation überdeckt den untern Abhang des Gebirges. Es sind theils Basalte, theils wirkliche Laven, wie an dem schönen Schlackenkegel *El Volcan* bei Aqua de Bueyes, dessen Lava auf die ältern Basalte herabfloss und der Kegel *Pajara*, dessen Strom sich in ein Diabasthal ergoss.

Lanzerota. Die Insel ist weniger gebirgig, wie die übrigen. Man kann vier Formationen unterscheiden: 1. Diabas und Hypersthenit; 2. Basalt (bis 2240 Fuss hoch); 3. Vulkanische Producte aus vorhistorischer Zeit; 4. Historische Basaltlaven.

Die *Montãna de Fuego* ist der noch thätige, 1750 Fuss hohe Vulkan. Es ist ein ungeheueres Lavafeld, auf dem sich dreissig, meist nur 2—400 Fuss hohe Kegel erheben. Der grösste unter ihnen heisst Fuego. Er hatte von 1730—35 eine der furchtbarsten Eruptionen und 1824 einen kleinern Ausbruch.

Capverdische Inseln.

Diese vierzig Meilen lange Inselgruppe besteht aus vulkanischen Inseln.

San-Antão besitzt einen erloschenen Vulkan, von dem ungeheuere Bimssteinmassen herrühren.

San-Vincente besteht aus dem theilweise zerstörten Kraterwall eines grossen Kraters, der jetzt einen trefflichen Hafen bildet.

San-Nicolão, eine langgestreckte Insel, deren Hauptkrater 4000 Fuss hoch liegt.

Sal mit einem Krater von mehrern tausend Fuss im

Durchmesser; sein Boden ist von einer Salzkruste, wie mit einer Eisdecke überzogen.

Brava, eine sehr kleine, aus Trachyttuff bestehende Insel.

Fogo hat einen 8600 Fuss hohen Vulkan, den *Pic*. Derselbe steigt aus einem gegen Osten geöffneten halbkreisförmigen Wall, Serra, auf. Der höchste Punkt dieses alten Kraterwalles ist nicht viel niedriger, wie der Pic. Der äussere Abhang der Serra ist mit kleinen Eruptionskegeln besetzt. Der Pic auf Fogo, der einzige thätige Vulkan der Gruppe, hatte seit seiner Entdeckung 15 Eruptionen, die älteste 1564, die letzte im April 1847.

Santiago (San-Jago, San-Thiago). Es kommen auf dieser grossen Insel tertiäre Gesteine vor und diese sind von den Vulkanen durchbrochen. Mehrere kleine Kegel besitzen Kratere.

Kleine Antillen.

Grenada wird durch zwei miteinander verbundene Berge gebildet. Ein See füllt einen grossen Krater aus, *Grand Etang*, und wird von zahlreichen kleinen Krateren, zum Theil ebenfalls mit Wasser gefüllt, umgeben. *Morne rouge* heisst eine Gruppe von etwa 600 Fuss hohen Schlackenkegeln.

St.-Vincent mit dem 4740 Fuss hohen thätigen Vulkane *Morne Garon*. Seit 1718 war er in Ruhe, als 1812 eine Eruption eintrat, bei welcher die Asche bis nach Barbadoes flog und der Krater gänzlich umgestaltet wurde.

Ste-Lucie. Der 1800 Fuss hohe *Qualibou* ist gegenwärtig Solfatara. In seinem grossen Krater befinden sich mehrere kleine Seen und Schwefeldämpfe entwickeln sich aus dem Boden. Noch 1766 soll eine Eruption stattgefunden haben.

Martinique, die grösste der Kleinen Antillen, ist ganz

vulkanisch. Die *Montagne Pelée*, 4416 pariser Fuss hoch, enthält einen grossen Krater auf dem Gipfel und mehrere kleine am Abhang. Am Ende des vorigen Jahrhunderts hatte der Berg mehrere Eruptionen, die letzte 1851. — In der Mitte der Insel ist der hohe *Piton du Carbet* als erloschener Vulkan zu betrachten; ebenso der *Piton de Vauclair* am Südende der Insel.

Dominique enthält noch mehrere Solfataren.

Guadeloupe. Der eine Theil „Grande Terre“ ist nichtvulkanisch; auf dem andern liegt die berühmte *Soufrière de Guadeloupe*, ein vielgestaltiger Kegel, dessen oberer Theil aus trachytischen Laven gebildet ist. Eruptionen sind selten, doch scheinen sie seit Ende des vorigen Jahrhunderts häufiger einzutreten unter anderm 1778, 1797, 1812, 1836.

Montserrat mit einem ebenfalls *Soufrière* genannten Vulkane.

Nièves, ein hoher Berg, aus dessen Krater Schwefeldämpfe aufsteigen.

St.-Christoph mit dem Vulkan *Mount-Misère*, von dem man einen Ausbruch 1692 kennt. Gegenwärtig ist in dem Krater ein See.

St.-Eustache mit erloschenem und schon mit Vegetation bedecktem Vulkane.

Unter 7° nördl. Br. und etwa 4° östl. L. von Ferro ist ein submariner Vulkan vorhanden, der sich 1824 durch eine Eruption bemerklich machte.

Ascension.

Ascension, 8° südl. Br., 44° westl. L., hat die Form eines unregelmässigen Dreiecks, in dessen Mitte der *Green Mountains* sich 2870 Fuss hoch erhebt. Er ist von schwarzer Basaltlava umgeben aus der Schlackenkegel hervorragen.

St.-Helena.

Basaltische Berge umgeben die Insel, deren steile Seiten nach innen gewendet sind. Die Laven flossen aus dem Innern gegen die Küste.

Fernando da Noronha.

Diese Insel liegt 3° 50′ südl. Br. und 250 Meilen von der Küste von Südamerika, östlich von Pernambuco. Auf den kleinen Inseln, welche die Gruppe bilden, erheben sich mehrere niedrige Kegelberge.

Tristan da Cunha.

Die ganze Insel, 37° 3′ südl. Br. und 350 Meilen von dem Cap der Guten Hoffnung, besteht aus einem grossen Vulkan. Die Form desselben ist ein abgestumpfter Kegel, aus dessen Mitte ein anderer Kegel mit dem Gipfelkrater von einer Meile Umfang, 7800 pariser Fuss hoch aufsteigt. Der Krater umschliesst einen See.

Indischer Ocean.

Im südlichen Indischen Ocean, östlich vom Cap, liegt unter 46—47° südl. Br. die *Prinz Edward's-Insel* und die *Crozetgruppe*, kleine Kegel mit Krateren und basaltischen Lavaströmen.

Neuamsterdam, 38° 43′ südl. Br., 78° 13′ östl. L. von Greenwich. Die Insel besteht aus einem einzigen, 2760 engl. Fuss hohen Berge mit grossem Krater, der noch 1697 geschlossen war, gegenwärtig jedoch vom Meere durchbrochen ist. Dampfexhalationen sind noch jetzt vorhanden und im März 1792 soll Feuerschein sichtbar gewesen sein.

St.-Paul. Die Insel bildet einen flachen abgestumpften Hügel, der am Uferrande mit mehrern kleinen Kegeln besetzt ist. Die innere Seite stürzt steil in den grossen Krater hinab, in welchen das Meer aus- und einflutet. Der Bau der Insel besteht aus regelmässigen Gängen von Lava, Tuff und Schlacken, von schmalen Schichten durchschnitten. Die Grundlage bildet ein felsitischer Ryolith mit Tuff und Breccien bedeckt. Diese werden von doleritischen Gängen durchbrochen und auch davon überlagert. Ihrer regelmässigen Schichtung wegen dürften beide submarinen Ursprungs sein. Darauf folgt die dritte Periode der Insel, die jungen basaltischen Laven und Schlacken. Besonders auf der Nordseite steigen noch Wasserdämpfe, heisse Quellen und Kohlensäure auf.

Bourbon. Die Insel ist kreisrund und steigt gegen die Mitte an, wo die erloschenen Kratere liegen. Der höchste Berg *Gros Morne* oder *Piton de Neige* ist nahezu 10,000 Fuss hoch. Gegenwärtig ist nur noch der südöstliche Inseltheil „Le grand pays brulé", welcher tiefer wie die Insel liegt und von ihr durch einen steilen Abhang getrennt ist, thätig. Auf dem 7500 Fuss hohen Vulkan liegen drei Kratere. In der Mitte des vorigen Jahrhunderts ereignete sich ein grosser Ausbruch und seitdem wird mehrmals jährlich Lava ergossen; 1861 war wieder ein grosser Ausbruch.

Mauritius ist von 2—3000 Fuss hohen Basaltbergen bedeckt, über welche Lava floss. In der Mitte steigt ein hoher Kegel an, *Piton du milieu.* Er scheint jetzt erloschen.

Deception Island, 62° 55′ südl. Br., 60° 29′ westl. L. von Greenwich, besteht aus einem durchbrochenen Kraterwall. Derselbe soll aus abwechselnden Schichten von Eis und Asche 1800 Fuss hoch zusammengesetzt sein. Gase und Dämpfe steigen aus zahlreichen Oeffnungen in dem Eise auf.

Bridgeman's Island, 62° südl. Br., 59° westl. L.

von Greenwich, ist ein abgerundeter Berg von fast 5000 Fuss Höhe aus Schlacken und Lava.

Kerguelens Island. Das Nordende dieser Insel ist vulkanisch. Viele Kegel mit Krateren sind daselbst vorhanden.

Grosser Ocean.

Salomonsinseln.

Der von Pedro de Ortego 1567 rauchend gesehene und *Sesarga* genannte Vulkan ist wahrscheinlich der 8000 Fuss hohe *Lammatberg* auf Guadalcanar 9° 50′ südl. Br., 160° 20′ östl. L. Ein zweiter Vulkan dieser Gruppe ist der *Semoya.*

St.-Cruzinseln.

In dieser Gruppe liegt der stets thätige Vulkan *Tinakoro* (2500 Fuss hoch), der im März 1869 eine heftige Eruption hatte, und der nur 200 Fuss hohe Medâna, 10° 23′ südl. Br., 165° 45′ östl. L. von Greenwich, welcher bei der Entdeckung 1595 in Eruption begriffen war.

Neuhebriden.

Der Vulkan *Tanna,* 19° 30′ südl. Br., 169° 38′ östl. L. von Greenwich, ist sehr thätig, obgleich nur 430 Fuss hoch. Schon 1774, bei seiner Entdeckung, war er in Eruption begriffen. Noch viele rauchende Kratere umgeben ihn.

Ambrym, 430 pariser Fuss hoch, 16° 15′ südl. Br., 168° 28′ östl. L., ist ein rauchender Vulkan.

Lopevi, eine erst seit 1863 beachtete Insel, weil zu dieser Zeit der Vulkan einen Ausbruch hatte.

Die *Banksinseln* sind eine kleine Gruppe nördlich davon und auf *Great Banks* ist ein Vulkan schon seit vielen Jahren in Thätigkeit in dessen Umgebung Geysir vorkommen.

Die *Torres* sind fünf kleine vulkanische Inseln, nordwestlich von den Neuhebriden.

Mathews Rock, 22° 22′ südl. Br., 168° 5′ östl. L., ein nackter Fels östlich von der Südspitze Neucaledoniens. D'Urville sah ihn 1828 in Eruption.

Neuseeland.

Die Südinsel von Neuseeland, welche ein hohes Gebirge, die südlichen Alpen, trägt, besitzt im Osten ein kleines vulkanisches Gebiet, dessen theilweise zerstörte Kratere an der Ostküste treffliche Häfen liefern, wie *Port Cooper*, *Levy Bay*, *Otagohafen.* Die Thätigkeit ist hier vollständig erloschen.

Auf der Nordinsel unterscheidet man drei vulkanische Bezirke:

Die *Taupozone*, am gleichnamigen See im Innern der Insel. An dem Ufer des Sees erhebt sich die *Tongarirogruppe* mit mehrern thätigen Kegeln. Der *Ruapahu* ist ein flacher abgestumpfter Kegel, 10,230 engl. Fuss hoch und umgeben von kleinen erloschenen Kegeln, wie Kuharua, Kakaramea, Pihango. Der Naugarohoe (6500 Fuss hoch) steigt aus einem grossen Circus auf und bildet den südlichen Theil der Gruppe. Sein Krater wirft Asche aus und hatte 1857 eine Eruption. Noch bedeutender war die Eruption 1870, wo eine Menge Lava ergossen wurde. Gegen Norden folgt der *Ketetahi*, dessen Krater mit Wasser erfüllt ist, aber noch 1855 Asche ausgeworfen haben soll. — Vereinzelt an der Westküste liegt der 8270 Fuss hohe Vulkan *Taranaki* und nur wenig Meilen von der Nordküste der Inselvulkan *Whakari*, dessen Krater sich in Solfatarenzustand befindet. Whakari und Tongariro sind die

beiden allein noch thätigen Vulkane von Neuseeland und auf dem 120 Seemeilen betragenden Raume zwischen ihnen dampft es an mehr als tausend Stellen. Es ist der durch seine kochenden Quellen, Solfataren und Geysir berühmte Seedistrict.

2. *Aucklandzone.* Auf dem Isthmus von Auckland bedecken zahlreiche 3—600 Fuss hohe Kegel mit mehr oder weniger gut erhaltenen Krateren, aus denen grosse Ströme geflossen sind, das Land. Der bedeutendste ist der *Rangitoto* (920 Fuss hoch); alle haben nur eine Eruption gehabt. Das North-head des Aucklandhafens nimmt der Takapuna ein. Das Nordufer des Waitematahafens ist vollständig eingefasst von solchen kleinen erloschenen Vulkanen.

3. *Inselbaizone.* Dieselbe besteht aus einer Anzahl erloschener vulkanischer Kegel zwischen dem Hongiakaflusse und der Inselbai. Nur noch in heissen Quellen und Solfataren bethätigt sich der Vulkanismus.

Kleinere Inselgruppen.

Tongagruppe oder Freundschaftsinseln. Auf mehrern dieser zahlreichen Inseln gibt es Vulkane, deren bedeutendster der *Tofua* ist, welcher 1792 grosse Lavaströme ergoss. Ein anderer Vulkan, der Amargura, hatte 1847 eine Eruption.

Die *Vitigruppe* ist voll basaltischer und trachytischer Laven, Krateren und heissen Quellen.

Die *Samoa-* oder *Schifferinseln,* erst seit 1768 bekannt, bestehen aus 12 Inseln. Ein Vulkan liegt auf der Insel Upolu, ist 2138 engl. Fuss hoch, aber nicht mehr thätig. Dicht dabei liegt auf Savoi der noch thätige *Mauna-Mu.* Zwischen Olesinga und Mauna fand von September bis November 1866 ein submariner Ausbruch statt.

Gesellschaftsinseln. Elf grössere und mehrere kleinere Inseln bilden diese seit 1606 bekannte Gruppe. Die grösste Insel ist Tahiti und trägt den gewaltigen, über

10,000 Fuss hohen Vulkan *Tobreonu* und den 6842 pariser Fuss hohen *Orohena.* Auf Borabora liegt der 400 Fuss hohe *Pahia* und auf Eineo ein 4040 pariser Fuss hoher Vulkan.

Auf den Marquesasinseln befindet sich der 4924 pariser Fuss hohe Vulkan *Hiwahoa.*

Auf der Osterinsel liegen der 1000 pariser Fuss hohe *Otá-iti* und mehrere erloschene Kratere.

Sandwichinseln.

Die Inselgruppe umfasst zwölf Inseln, unter denen vier grosse bewohnte, vier kleine unbewohnte und vier Felsenriffe. Ihre Gesteine sind vulkanisch, besonders Tuffe, basaltische und trachytische Laven.

1. Nihda, nackter Fels; 2. Niihau, 20 Meilen lang, 5 Meilen breit, höchste Erhebung 1800 Fuss; 3. *Kaúla,* Tuffkegel; 4. Lehúa desgleichen; 5. Kauai, 30 M. lang, 28 M. breit, höchster Punkt 8000 Fuss; 6. Oahu, 35 M. lang, 11 M. breit, 4000 Fuss hoch; 7. Molokai, 35 M. lang, 7 M. breit, 3000 Fuss hoch; 8. Lanai, 20 M. lang, 9 M. breit, 2000 Fuss hoch; 9. Maúi, 54 M. lang, 28 M. breit, 10,200 Fuss hoch. Erst 1874 hat man hier einen thätigen Vulkan aufgefunden, der Schwefeldämpfe ausströmt; 10. Kahoolave; 11. Molokini, Tuffkegel; 12. Hawaï, 100 M. lang, 90 M. breit, enthält vier merkwürdige Vulkane:

a. *Mauna-Kea* (13,089 pariser Fuss hoch), auf dessen mit Schlacken und Asche bedecktem Gipfel sich mehrere Eruptionskegel befinden, die zuweilen thätig sind.

b. *Mauna-Loa*, im Süden der Insel, 12,910 pariser Fuss hoch, sicherlich der merkwürdigste Vulkan, indem er nicht nur, mit dem Kea, die höchste, auf einer Insel gelegenen Bergmasse bildet, sondern auch alle vulkanische Erscheinungen in einem so kolossalen Maassstabe zeigt, dass dadurch die grossartigsten Vulkane in Schatten gestellt werden. — Sein Gipfel ist flach

und ziemlich breit. Dort befindet sich ein grosser Krater, der beständig in Solfatarenthätigkeit begriffen ist. Eruptionen hatte dieser Gipfelkrater unter anderm 1832, 1843, 1852, 1859 und eine der grossartigsten 1866. Etwas unterhalb des Gipfels öffnete sich 1866 ein neuer Krater, aus dem drei Tage lang ein grosser Lavastrom hervorquoll, worauf ein neuer Lava-Ausbruch am Ostabhange erfolgte. Hier ward die Lava mit solcher Gewalt hervorgepresst, dass sie wie ein Springbrunnen aufstieg. Eine etwa 100 Fuss dicke Lavasäule soll sich tausend Fuss hoch erhoben haben und sehr rasch bildete sich um die Eruptionsöffnung herum ein 300 Fuss hoher Kegel. Der Osten von Hawaï glich einem Feuerstrome und die Nacht war tageshell erleuchtet. Eine sehr bedeutende Eruption trat schon bald darauf, im April 1868, wieder ein. Grosse Lavaströme verwüsteten die Insel und aus einem Krater an der Südseite des Mauna-Loa wurden glühende Lavablöcke umhergeschleudert. —Noch eine Erscheinung bietet dieser Vulkan, welche einzig in ihrer Art ist. Das ist der auf der Seite liegende grosse Krater *Kilauea*, ein ovales Becken, 4500 Meter lang und 2250 Meter breit, einer der grössten Kraterkessel. Die Kraterwände sind 300 Meter hoch und unten wogt fortwährend glühendflüssige Lava, hebt und senkt sich langsam und lässt, indem sie am Rande erstarrt, Terrassen, 8—900 Fuss übereinander an den Wänden zurück. Die Gase entwickeln sich mit solcher Gewalt aus der flüssigen Lava, dass sie beständig an mehrern Stellen hoch aufspritzt. Zuweilen hat auch dieser Lavasee wirkliche Eruptionen. Im Juni 1840 sank seine Oberfläche plötzlich um 400 Fuss, indem die Lava durch seitliche Ausbrüche abfloss. Ein solcher seitlicher Durchbruch erfolgte zuletzt am 5. Januar 1872.

c. *Mauna-Wororai*, in der Mitte der Insel gelegen Derselbe war 1801 in Eruption.

d. Der Vulkan *Ponahohoa*.

Marianen.

Die Inseln dieser Gruppe sind nicht alle vulkanisch, doch gibt es viele erloschene Vulkane und mindestens vier thätige.

Asumcion.

Auf dieser Insel, 19° 45′ nördl. Br., 143° 15′ östl. L. von Paris, existirt ein hoher thätiger Vulkan, welcher wahrscheinlich vor nicht langer Zeit einen Lavastrom ergossen hat.

Guaguar.

Eine kleine Vulkaninsel, 18° nördl. Br., welche an mehrern Orten raucht.

Pahon.

Die Insel, 18° 45′ nördl. Br., 143° 25′ östl. L. von Paris, hat einen thätigen und einen scheinbar erloschenen Vulkan.

Erloschene Vulkane liegen auch auf der Insel *Grigon* und auf *Guham.* Auf letzterer war der hohe *Hikion* ein Vulkan, der grosse Massen von Lava ergoss, dessen Krater jedoch nicht vollständig erhalten ist.

Nahe dabei liegt die Felseninsel *Sala y Gomez,* welche vielleicht von vulkanischer Beschaffenheit ist.

Galopagos.

Dieser Archipel liegt unter dem Aequator, 5—600 Meilen von der Küste Südamerikas und besteht aus fünf grössern und einigen kleinern Inseln, alle von vul-

kanischer Natur. Darwin schätzt mehr als 2000 Kratere und Kegel, aber nur auf zwei Inseln sind sie noch thätig.

Chatam. Dicht an der Küste liegen zahlreiche Kratere, aus denen sich olivinreiche Laven ergossen haben.

Albemarle besteht aus fünf Krateren, von denen einer auf einem 4700 engl. Fuss hohen Gipfel.

Narborough, Goods Island, James Island, Culpeper und Wenman zeichnen sich ebenfalls durch viele Kegel aus.

Südliches Polarmeer.

Young-, Bukle-, Sturge-, Row- und Borrodaile-Island bilden eine kleine Gruppe unter 66° 44′ südl. Br., 163° 11′ östl. L. von Greenwich. Auf *Young-Island* erhebt sich ein wol zehntausend Fuss hoher Vulkan, und *Bukle* rauchte zur Zeit der Entdeckung 1839 an mehrern Stellen.

Sawadowski, 56° 18′ südl. Br. und

Alexanderinsel, 69° südl. Br. sollen Vulkane besitzen.

Unter 76° südl. Br., 168° 12′ östl. L. von Greenwich liegen auf Victoria die von Ross 1841 entdeckten Vulkane Erebus und Terror. Der Terror ist der südlichere, erreicht 10,200 Fuss und scheint erloschen. Der Erebus ist 11,700 Fuss hoch und war bei seiner Entdeckung in Eruption.

Druck von F. A. Brockhaus in Leipzig.

Berichtigung.

Bei *Fig.* 2 und 3 (Seite 9) ist die Bedeutung der Zahlen folgendermaassen zu ergänzen:

1 Thonschiefer.
2 Aeltere Tuffschichten.
3 Jüngere Tuffschichten.
4 Wasser.

Von dem Verfasser erschienen früher:

Anleitung zum Bestimmen der Mineralien. (2. Aufl., Giessen 1875, Ricker.)

Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. (Leipzig 1865, C. F. Winter'sche Verlagsbuchhandlung.)

Die künstlich dargestellten Mineralien. Preisschrift der holländischen Gesellschaft der Wissenschaften. (Haarlem 1872, de Erven Loosjes.)

L'Isola d'Ischia. (Florenz 1872, Barbèra.)



